Cristian Victor Mircescu

EVOLUȚIA SEDIMENTARĂ A PĂRȚII ESTICE A PLATFORMEI CARBONATICE GETICE



Presa Universitară Clujeană

Cristian Victor MIRCESCU

EVOLUȚIA SEDIMENTARĂ A PĂRȚII ESTICE A PLATFORMEI CARBONATICE GETICE

Referenţi ştiinţifici:

Prof. univ. dr. Ioan Bucur, membru al Academiei Române

Conf. univ. dr. Emanoil Săsăran

ISBN 978-606-37-2072-7

Universitatea Babeş-Bolyai
Presa Universitară Clujeană
Director: Codruţa Săcelean
Str. Hasdeu nr. 51
400371 Cluj-Napoca, România
Tel./fax: (+40)-264-597.401
E-mail: editura@ubbcluj.ro
http://www.editura.ubbcluj.ro/

CRISTIAN VICTOR MIRCESCU

EVOLUȚIA SEDIMENTARĂ A PĂRȚII ESTICE A PLATFORMEI CARBONATICE GETICE

PRESA UNIVERSITARĂ CLUJEANĂ
2024

Tatălui meu, Victor
Mamei mele, Eleonora

CUPRINS

INTRODUCERE

Lucrarea de față reprezintă o sinteză a activităților de cercetare desfăşurate pe parcursul ultimilor doisprezece ani în zona de est a Carpaților Meridionali, în masivele Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare. Studiile şi cercetările efectuate în această perioadă de timp au reprezentat obiectivul principal al unei teze de doctorat cu titlul: Faciesurile şi evoluția sedimentară a depozitelor Jurasicului superior–Cretacicului inferior din Masivul Piatra Craiului. De asemenea, o parte din datele prezentate în această carte au constituit obiectul unui grant de cercetare postdoctorală finanțat de Ministerul Educației şi Cercetării din România, cu titlul „Microfaciesurile, biostratigrafia şi evoluția sedimentară a părții Nord-Estice a Platformei Carbonatice Getice".

Sedimentarea carbonatică la limita Jurasic–Cretacic a fost marcată de dezvoltarea amplă a unor platforme carbonatice în zonele marginale ale Oceanului Tethys (Strasser et al., 1998; Hosseini et al., 2016). Foarte multe studii de specialitate au abordat în trecut geologia şi evoluția sedimentologică ale acestor zone care sunt localizate la ora actuală în Munții Apenini, Alpii Calcaroşi de Nord, Alpii Dinarici sau Munții Carpați (Gawlick şi Schlagintweit, 2006; Săsăran, 2006; Bucur et al., 2010; Rusciadelli et al., 2011). În Carpații Româneşti, acumularea de material carbonatic s-a desfăşurat în special în zone cu apă puțin adâncă, implicit în Platforma Carbonatică Getică (Mircescu et al., 2023). Această unitate geologică se întindea în trecut pe o suprafață cuprinsă între Dunăre (la Vest) şi Valea Prahovei (la Est). Continuitatea de sedimentare de la limita Tithonian–Berriasian a fost presupusă şi/sau pusă în evidență în trecut în diverse zone din partea de est a Platformei Carbonatice Getice (Jekelius, 1938; Oncescu, 1943; Popescu, 1966; Patrulius, 1969; Bucur, 1978).

Studiul de față şi-a propus să completeze inventarul microfaciesal şi micropaleontologic în zonele de interes cu scopul final de a descrie evoluția sedimentară a întregii regiuni pe intervalul Tithonian–Berriasian. Primele trei capitole ale cărții sunt dedicate prezentării zonei studiate dar şi descrierii geologiei arealului de interes. Capitolele patru şi cinci conțin descrierea macroscopică şi microfaciesală a principalelor profile din masivele Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare. Capitolele şasedoisprezece prezintă analiza biostratigrafică, chemostratigrafică şi stratigrafică secvențială a succesiunilor sedimentare de vârstă Tithonian–Berriasian. Ultimul capitol este dedicat concluziilor. Îi mulțumesc în mod deosebit îndrumătorului meu, Profesor Doctor Ioan Bucur, membru al Academiei Române, pentru ajutorul şi îndrumarea continuă oferite pe parcursul ultimilor treisprezece ani, inclusiv pentru elaborarea tezei

de doctorat dar şi a lucrărilor ulterioare care au stat la baza pregătirii acestui material. De asemenea, doresc să le mulțumesc foarte mult pentru tot ajutorul oferit, colegilor mei, conf. dr. Emanoil Săsăran, şef de lucrări dr. George Pleş, şef de lucrări dr. Constantin Balica şi dr. Răzvan Ungureanu. Am colaborat cu ei la foarte multe din articolele publicate în ultimii ani de activitate şi am avut numeroase discuții constructive. Mulțumesc familiei mele, şi în special părinților mei, Victor şi Eleonora. Sprijinul necondiționat pe care mi l-au oferit, atât în plan profesional, cât şi pe plan personal, au reprezentat pentru mine o adevărată sursă de motivație şi de inspirație. Nu în ultimul rând, aş dori să aduc mulțumiri întregii echipe care m-a ajutat în campaniile de teren pe care le-am desfăşurat în zonele studiate: Alin Oprişa, Eszter Bugan, Ştefania Ghionea, George Popa, Gelu Oltean, Lengyel Hunor, Talpoş Mircea, Chiş Tiberiu, Mircescu Victor, Mircescu Eleonora, George Pleş, Sergiu Drăguşanu, Ovidiu Chendeş, Octavian Andone, Filip Dima, Lucian Pascariu, Florică Ştefan, Alexandra Ungureanu, Sergiu Nicolae Şerban, Bunu Eduard, Traian Suciu. Lui Paula Manole şi domnului cabanier Vasile de la Cabana Curmătura le mulțumesc, pe această cale, pentru ajutorul deosebit pe care mi l-au acordat pentru a transporta sute de eşantioane de calcar de la Cabana Curmătura spre oraşul Zărneşti. O mare parte din studiile efectuate în aceste zone s-au desfăşurat în cadrul următoarelor granturi: PN-II-ID-PCE-2011-3-0025, respectiv, PN-III-P1-1.1-PD-2019-0456. Mulțumim şi conducerii Parcului Național Piatra Craiului, respectiv domnului director Mircea Vergheleț pentru permisiunea de a lucra în incinta parcului. De asemenea, aducem mulțumiri şi Agenției Naționale pentru Arii Protejate, Serviciul Teritorial Braşov (ANANP) care ne-a acordat permisiunea să efectuăm lucrări geologice în masivele Postăvarul (ROSCI0207 Muntele Postăvarul), respectiv, Piatra Mare (situl Natura 2000 ROSCI0195 Piatra Mare).

CAPITOLUL 1.
Prezentarea generală a părții estice a Platformei Carbonatice Getice. Localizare şi elemente geomorfologice

Partea estică a Platformei Carbonatice Getice se suprapune, din punct de vedere geografic, peste zona de est a Carpaților Meridionali şi corespunde în linii mari cu suprafața masivelor Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare (Fig. 1).



Figura 1. *Localizarea masivelor Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare pe harta Carpaților Meridionali (A-Masivul Piatra Craiului; B-Masivul Postăvaru; C-Masivul Piatra Mare)*
(*sursa:* https://www.google.ro/maps/place/Carpa%C8%9Bii+Meridionali)

Masivul Piatra Craiului se desfăşoară sub forma unei creste calcaroase cu o lungime totală de 25 km., cu dispunere generală pe direcția NV-SE, sub forma unui arc larg deschis. Elementul caracteristic pentru Masivul Piatra Craiului este creasta sa principală, mărginită de versanți abrupți, stâncoşi (Cristea şi Nedelcu, 1971). Din punct de vedere geomorfologic, Masivul Piatra Craiului este alcătuit din două unități majore: Piatra Craiului Mică, cu altitudinea maximă în vârful omonim (1816 m) şi Piatra Craiului, care atinge altitudinea maximă pe Vârful La Om (Piscul Baciului) (2238 m). Această creastă calcaroasă este împărțită în două segmente majore: creasta nordică, dispusă la NE de Vârful La Om şi creasta sudică, care se dezvoltă la Sud de Vârful La Om (Cristea şi Nedelcu, 1971) (Fig. 2).

Creasta Pietrei Craiului este mărginită de o serie de abrupturi dispuse la vest, nord-vest şi est de acest element geomorfologic. Abruptul nord-vestic este traversat de o serie de văi torenţiale care pornesc din apropierea crestei nordice şi se varsă în valea Bârsei. Aceste văi torenţiale sunt la rândul lor traversate de sisteme de brâuri, dintre care se pot aminti următoarele: Brâul de Mijloc, Brâul Ciorânga Mare, Brâna Caprelor (Cristea şi Nedelcu, 1971) (Fig. 2).

Abruptul vestic este constituit din pereţi stâncoşi abrupţi, verticali (Peretele Marelui Grohotiş, Peretele de la Cerdac) care nu sunt străbătuţi de văi torenţiale. La partea inferioară a abruptului vestic se dezvoltă o seriei de grohotişuri întinse (e.g. Marele Grohotiş) (Cristea şi Nedelcu, 1971).

Abruptul estic nu este atât de spectaculos fiind constituit din pante domoale, înierbate, cu iviri de creste calcaroase şi rare văi torenţiale (Cristea şi Nedelcu, 1971) (Fig. 3).

Masivul Postăvaru reprezintă alături de Masivul Piatra Mare una din principalele unităţi montane care mărginesc Depresiunea Braşovului (Ţara Bârsei) în partea sudică. Creasta principală a Masivului Postăvaru începe de la sud de Braşov (Muntele Tâmpa), formează un arc de cerc peste Muntele Postăvaru iar apoi îşi schimbă direcţia spre Sud-Vest, peste Muchia Cheii, spre bazinul văii Râşnoavei (Săndulescu, 1964). Vârful Postăvaru (1799 m) reprezintă punctul cu altitudine maximă din întreg masivul muntos. O altă creastă de dimensiuni mai mici este prezentă la vest de creasta principală a Masivului Postăvaru. Aceasta are dispunerea NNE-SSV şi cuprinde Dealul Cernit, Spinarea Lungă, Dealul Corbului şi Dealul Warte (Braşov). Partea de est a masivului Postăvaru se defineşte prin existenţa unor versanţi abrupţi şi înguşti, cu o lăţime maximă de 2-3 km, formaţi în special prin eroziunea văii Timişului (Fig. 4). Aceasta separă Masivul Postăvaru de Masivul Piatra Mare. Versantul vestic este mult mai domol, are altitudini de 700-900 m şi este constituit din numeroase culmi care pierd treptat din altitudine, pe direcţia E-V, către Depresiunea Braşovului (Ţara Bârsei) (Săndulescu, 1964).

Masivul Piatra Mare este delimitat la nord de Depresiunea Braşovului, la vest de Valea Timişului (care îl separă de Masivul Postăvaru), la est de Valea Azugăi şi Valea Gârcinului iar la sud de o serie de culmi joase (Susai, Clăbucetul Azugii, Clăbucetul Taurului) care fac trecerea pre Munţii Baiului (Gârbova) (Floricioiu, 1964). Masivul Piatra Mare este împărţit în trei zone distincte: 1) partea nordică, alcătuită dintr-o serie de culmi joase (Bunloc, Cărbunarul, Chiruşca) (Fig. 5); 2) Piatra Mare propriu-zisă (cu Vf. Piatra Mare, 1844 m); 3) Culmile Predealului (Floricioiu, 1964).



Figura 2. *Imagine panoramică asupra crestei nordice a Masivului Piatra Craiului, la NE de Vârful La Om (Mircescu, 2012)*



Figura 3. *Abruptul estic al Pietrei Craiului (Mircescu, 2014)*



Figura 4. *Versantul estic al Masivului Postăvaru.*
Se disting Vârful Postăvaru (1799 m) şi culmea calcaroasă Muchia Cheii



Figura 5. *Privire generală asupra părții nordice a Masivului Piatra Mare*

CAPITOLUL 2.
Istoricul cercetărilor geologice

Partea estică a Platformei Carbonatice Getice a reprezentat încă de la finalul secolului al XIX-lea obiectul de studiu a numeroşi cercetători care au elaborat lucrări geologice pe diverse teme.

Primele studii care au abordat geologia zonei Piatra Craiului-Dâmbovicioara le-au aparţinut lui Herbich (1888), Simionescu (1897, 1898) şi Popovici-Hatzeg (1898, 1899).

În ceea ce priveşte masivele Postăvaru şi Piatra Mare, primele lucrări geologice referitoare la munţii din împrejurimile Braşovului au fost elaborate de către Meschendorfer (1860) şi Herbich (1888).

Jekelius (1915, 1916, 1920, 1925, 1938) a elaborat câteva lucrări de sinteză referitoare la geologia părţii de Est a Carpaţilor Meridionali. Lucrările din 1915 respectiv 1916 au pus accentul pe descrierea unor faune Mezozoice din masivele Postăvaru şi Piatra Mare. Lucrarea din anul 1925 aduce noutăţi în ceea ce priveşte prezenţa depozitelor de vârstă Cretacic inferior, în facies de apă adâncă, în masivul Postăvaru. Autorul semnalează prezenţa unor specii de amoniţi [*Berriasella oppeli* Kilian, *Strambergella carpathica* (Frau et al.)] care sunt caracteristici pentru Berriasian.

Lucrarea din anul 1938 reprezintă o contribuţie importantă la cunoaşterea geologiei Masivului Piatra Craiului. În acest articol sunt descrise în detaliu caracteristicile succesiunii Mezozoice de vârstă Jurasic mediu–Cenomanian. Nivelele radiolaritice sunt atribuite Callovian-Oxfordianului iar prezenţa marnelor neocomiene este indicată pentru prima dată pe versantul estic al Pietrei Craiului.

Oncescu (1943) a descris în detaliu depozitele de vârstă Jurasic mediu din Masivul Piatra Craiului. Bajocianul este dezvoltat predominant în facies detritic (gresii şi conglomerate) în timp ce depozitele Callovianului sunt constituite predominant din marnocalcare şi calcare cu bivalve şi amoniţi. Acelaşi autor a identificat pe arii restrânse şi calcare roşii de vârstă Kimmeridgian, cu *Aspidoceras acanthicum* Oppel. Restul succesiunii conţine calcare masive de vârstă Tithonian, calcare Berriasiene în plăci, respectiv conglomerate Cenomaniene. Continuitatea de sedimentare la limita Tithonian–Berriasian este presupusă de către autor în această lucrare.

Patrulius (1957, 1960) a descris depozitele carbonatice Mezozoice din sinclinalul Piatra Craiului, incluzând depozitele Jurasicului mediu, calcarele Jurasicului superior (în facies de Štramberk) şi conglomeratele Cretacice din Sinclinalul Piatra Craiului în

cuvertura masivelor cristaline din zona Curburii Carpaților. Intervalul Berriasian–Valanginian inferior este asociat cu o lacună stratigrafică.

Săndulescu (1964) a întocmit primul studiu detaliat al geologiei Masivului Postăvaru-Runcu. În această lucrare sunt descrise în detaliu stratigrafia şi tectonica succesiunii sedimentare de vârstă Jurasic şi Cretacic. De asemenea, autorul a divizat din punct de vedere tectonic masivul Postăvaru în patru compartimente majore: Braşov, Cristian, Râşnov şi Postăvaru. În ceea ce priveşte continuitatea de sedimentare de la limita Tithonian–Berriasian, autorul a presupus existența acesteia fără a aduce însă argumente în acest sens.

Prima lucrare de detaliu care abordează geologia masivului Piatra Craiului este cea a lui Popescu (1966). Sunt descrise depozitele carbonatice mezozoice de pe flancul vestic al Sinclinalului Piatra Craiului. Jurasicul mediu este constituit din roci detritice are trec pe verticală spre calcare şi marnocalcare grezoase. Jurasicul superior conține radiolarite oxfordiene şi calcare recifale tithoniene în facies de Štramberk. Intervalul Berriasian–Hauterivian inferior este asociat cu o lacună stratigrafică. Această supoziție este în dezacord cu considerațiile anterioare ale lui Oncescu (1943).

Patrulius (1969) a întocmit o lucrare de sinteză referitoare la geologia Masivului Bucegi şi a Culoarului Dâmbovicioara. Autorul a definit „Seria de Braşov" care cuprinde toate depozitele Jurasice prezente în masivele Piatra Craiului, Postăvaru, Piatra Mare respectiv pe versantul vestic al Masivului Bucegi (la sud de Valea Gaura). Este amintită grosimea mare a depozitelor tithoniene din partea de Nord a Masivului Piatra Craiului (1200 m) indicând probabilitatea ca sedimentarea să fi continuat în acest sector inclusiv în Berriasian.

Bucur (1978) a pornit de la presupunerile lui Patrulius (1969) şi prezintă o serie de profile geologice efectuate în partea de Nord a Masivului Piatra Craiului. În această lucrare sunt citate pentru prima dată numeroase specii de foraminifere şi alge dasycladale. De asemenea, se pune problema prezenței depozitelor berriasiene în această zonă iar intervalul Berriasian superior/Valanginian inferior–Hauterivian este asociat cu o lacună stratigrafică.

Lucrările ulterioare ale lui Bucur (1980) respectiv Mészaros şi Bucur (1980) au adus lămuriri suplimentare privind vârsta Callovian–Oxfordian a calcarelor marnoase şi a radiolaritelor de pe versantul vestic al Masivului Piatra Craiului, prin descrierea unor asociații de nannoplacton calcaros, resturi de spongieri şi radiolari.

Raportul geologic al lui Patrulius et al. (1980) tratează în detaliu conținutul micropaleontologic şi microfaciesal al calcarelor Jurasicului superior–Cretacicului inferior din zonele Perşani, Bucegi, Culoarul Dâmbovicioara şi împrejurimile Braşovului.

Sorescu (1984) a descris, din punct de vedere microfaciesal, bioconstrucțiile din Masivul Postăvaru, menționând câteva asociații de microfosile pe baza cărora atribuie vârsta Jurasic superior acestor depozite carbonatice.

Panaiotu et al. (1997) au descris un profil de pe Valea Oratiei, din Culoarul Dâmbovicioara şi au pus în evidență o discontinuitate considerată a marca limita dintre Jurasicul superior şi Cretacicul inferior. Ulterior, Coca (1998) a descris în detaliu depozitele Jurasicului mediu din Masivul Piatra Craiului şi a împărțit succesiunea de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior în trei formațiuni: Vlăduşca, Şpirla şi Grind.

Dragastan et al. (2000) au elaborat o lucrare de ansamblu cu privire la platformele carbonatice jurasice şi cretacice din România cu accent pe Platforma Carbonatică Getică.

Panaiotu (2000), într-o lucrare de doctorat, a comparat depozitele sedimentare din Masivul Bucegi cu cele din Masivul Piatra Craiului, cu accent pe microfaciesuri, diageneză şi paleomagnetism.

Beccaro şi Lazăr (2007) au confirmat vârsta Callovian–Oxfordian pentru radiolaritele care aflorează pe versantul vestic al Masivului Piatra Craiului prin descrierea unor asociații de radiolari de pe Valea Vlăduşca.

Bucur et al. (2009) a menționat o asociație de microfosile de vârstă Berriasian–Valanginian inferior din partea nordică a Masivului Piatra Craiului.

Ichim (2009) a descris microfaciesurile calcarelor de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior din zona centrală a Masivului Piatra Craiului (secțiunea Zaplaz-Lanțuri) şi a menționat pentru prima dată prezența foraminiferului *Anchispyrociclina lusitanica* Egger.

Dragastan (2010) a întocmit o lucrare de sinteză referitoare la Platforma Carbonatică Getică, în care a inclus şi depozitele sedimentare din partea estică a acestei unități (masivele Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare). Autorul a separat diverse formațiuni şi limite stratigrafice în toate aceste zone.

Frînculeasa (2010) a aplicat diverse metode de studiu prin fotogrametrie şi teledetecție, pentru formațiunile sedimentare din Culoarul Dâmbovicioara.

Bucur et al. (2011) au menționat câteva caracteristici microfaciesale ale calcarelor Mezozoice din Culoarul Dâmbovicioara într-un volum editat cu ocazia celui de-al 10-lea Simpozion Internațional de Alge Fosile.

Într-o lucrare de diplomă, Mircescu (2012) a descris asociațiile de microfaciesuri şi microfosile caracteristice pentru calcarele de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior din zona centrală a Masivului Piatra Craiului (secțiunea Vlăduşca).

Pleş et al. (2013) au descris mai multe asociații de organisme incrustante din calcare de vârstă Jurasic superior (Kimmeridgian–Tithonian) prin compararea unor succesiuni din masivele Buila-Vânturarița şi Piatra Craiului.

Bucur et al. (2013) a descris câteva specii de alge dasycladale din olistolitele carbonatice din Poiana Zănoaga (partea de nord-est a masivului Piatra Craiului).

Mircescu et al. (2014) au pus în evidență relația dintre algele dasycladale şi mediile depoziționale aferente calcarelor de vârstă Kimeridgian–Berriasian– Valanginian inferior din Masivul Piatra Craiului.

Ungureanu et al. (2015) au analizat contactul dintre calcarele peritidale de vârstă Berriasian–Valanginian inferior şi marnele neocomiene (Valanginian superior) de pe versantul estic al Masivului Piatra Craiului.

Grădinaru et al. (2016) au analizat depozitele Jurasicului superior-Cretacicului inferior din culoarul Dâmbovicioara şi au pus în evidență lacuna de sedimentare intravalanginiană a Platformei Carbonatice Getice din acest sector.

Mircescu et al. (2016) au descris mai multe asociații de microfosile pe baza cărora au identificat trei intervale majore de vârstă în Masivul Piatra Craiului: Kimmeridgian–Tithonian inferior, Tithonian superior–Berriasian inferior, Berriasian superior–Valanginian inferior. De asemenea, tranziția Jurasic superior–Cretacic inferior este prezentată în detaliu.

Ungureanu et al. (2017) au indicat ariile sursă dar şi direcțiile de curgere pentru conglomeratele apțiene şi albian-cenomaniene din umplutura Sinclinalului Piatra Craiului.

Săsăran et al. (2017) au adus date noi privind microfaciesurile şi microfosilele din calcarele de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior din Cheile Dâmbovicioarei.

Mircescu (2018) a elaborat o teză de doctorat în care sunt prezentate faciesurile şi evoluția sedimentară a depozitelor Jurasicului superior–Cretacicului inferior din Masivul Piatra Craiului. Această lucrare reprezintă cea mai detaliată abordare privind evoluția sedimentară a succesiunii carbonatice din zonă. Sunt descrise în detaliu microfaciesurile şi microfosilele iar multe specii sunt citate pentru prima dată din masivul Piatra Craiului, unele dintre ele având importanță biostratigrafică. Analiza de facies este coroborată cu analize chemostratigrafice (izotopice) şi sedimentologice (stratigrafie secvențială).

Mircescu et al. (2019) a prezentat o lucrare de ansamblu referitoare la succesiunea de vârstă Kimmeridgian–Valanginian inferior din Masivul Piatra Craiului. Întreaga succesiune carbonatică este divizată în mai multe secvențe la scară mare, medie şi mică. De asemenea, este pusă în evidență o limită de secvență corelabilă, prin analize izotopice

şi microfaciesale. Nu în ultimul rând, prezența mai multor intervale biostratigrafice este indicată cu ajutorul asociațiilor de microfosile identificate.

Ungureanu et al. (2019) au analizat conglomeratele apțiene de Gura Râului (partea nordică a Sinclinalului Piatra Craiului). Analiza sedimentologică a acestora a pus în evidență principalele tipuri de faciesuri dar şi mecanismele depoziționale prin care s-au acumulat aceste depozite.

Şerban et al. (2020) au descris galeții carbonatici din conglomeratele de Postăvaru, cu accent pe conținutul micropaleontologic al acestora dar şi principalele tipuri de microfaciesuri carbonatice.

Mircescu et al. (2022) au prezentat un studiu complet asupra tranziției Tithonian–Berriasian în masivul Postăvaru, prin descrierea unor secțiuni localizate în partea nordică, centrală şi sudică a masivului, în toate cele patru compartimente tectonice care alcătuiesc această unitate montană (Braşov, Cristian, Râşnov şi Postăvaru). Prezența Berriasianului este documentată prin descrierea unor asociații micropaleontologice, atât în medii adânci cât şi în zone de platformă internă, de apă puțin adâncă.

Mircescu et al. (2023) au descris tranziția Tithonian-Berriasian prin studiul unor secțiuni geologice din masivele Postăvaru şi Piatra Mare. Au fost puse în evidență mediile depoziționale în care s-a acumulat depozitele carbonatice din această zonă. Cu ajutorul unor specii de microfosile (foraminifere, alge dasycladale, calpionellide) s-au descris mai multe intervale şi etaje de vârstă (Kimmeridgian–Tithonian, Tithonian, Berriasian) care caracterizează atât calcare de apă adâncă (zone bazinale sau de pantă) cât şi roci carbonatice acumulate în zone de margine de platformă sau platformă internă. Studiul chemostratigrafic a permis evidențierea unor zone expuse subaerian.

CAPITOLUL 3.
Cadrul geologic al părții de est a Platformei Carbonatice Getice

3.1 Cadrul geotectonic și structural

Formațiunile sedimentare din Platforma Carbonatică Getică sunt o parte integrantă a Pânzei Getice care aflorează pe suprafețe extinse în Carpații Meridionali (Săndulescu, 1984). Această pânză face parte din Mega-Unitatea Dacia (sensu Csontos şi Vörös, 2004). Coliziunile continentale din timpul Cretacicului au dus la definitivarea Pânzei Getice (Schmid et al., 2008) iar acestea au fost precedate de închiderea oceanului Vardar Est din timpul Jurasicului superior-Cretacicului inferior (Mațenco et al., 2010). Ulterior, Pânza Getică a fost modelată de mişcările tectonice Cretacice (intra-Apțiene şi intra-Seoniene) (Săndulescu, 1984). În timpul Jurasicului superior–Cretacicului inferior s-au dezvoltat o serie de platforme carbonatice de apă puțin adâncă, pe ambele margini ale Oceanului Tethys (Strasser et al., 1998). Platforma Carbonatică Getică era mărginită de Platforma Mureşului respectiv Platforma Transilvană la Nord. La Sud de aceasta s-a dezvoltat Platforma Moesică (Patrulius et al., 1971) (Fig. 6). Arealele actuale de aflorare a depozitelor carbonatice din Platforma Carbonatică Getică se regăsesc în zonele Reşița-Moldova Nouă, Cioclovina-Bănița, Buila-Vânturarița, Piatra Craiului-Dâmbovicioara-Bucegi respectiv Postăvaru şi Piatra Mare.

Zona Culoarului Dâmbovicioara este formată, din punct de vedere tectonic, din patru compartimente majore (Patrulus, 1969): 1) compartimentul Dragoslavele, cu fundament metamorfic ridicat; 2) compartimentul Rucăr-Bran, constituit dintr-un fundament metamorfic coborât, puternic fragmentat de falii în partea sudică, ce cuprinde în partea de vest Sinclinalul Piatra Craiului; 3) compartimentul Tohan-Râşnov, cu o cuvertură foarte groasă de depozite sedimentare cretacice, paleogene şi pleistocene; 4) compartimentul Holbav-Cristian.

Flancul vestic al Sinclinalului Piatra Craiului este alcătuit din depozite carbonatice de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior. Umplutura acestuia conține conglomerate de vârstă Apțian superior respectiv Albian superior-Cenomanian (Popescu, 1966).

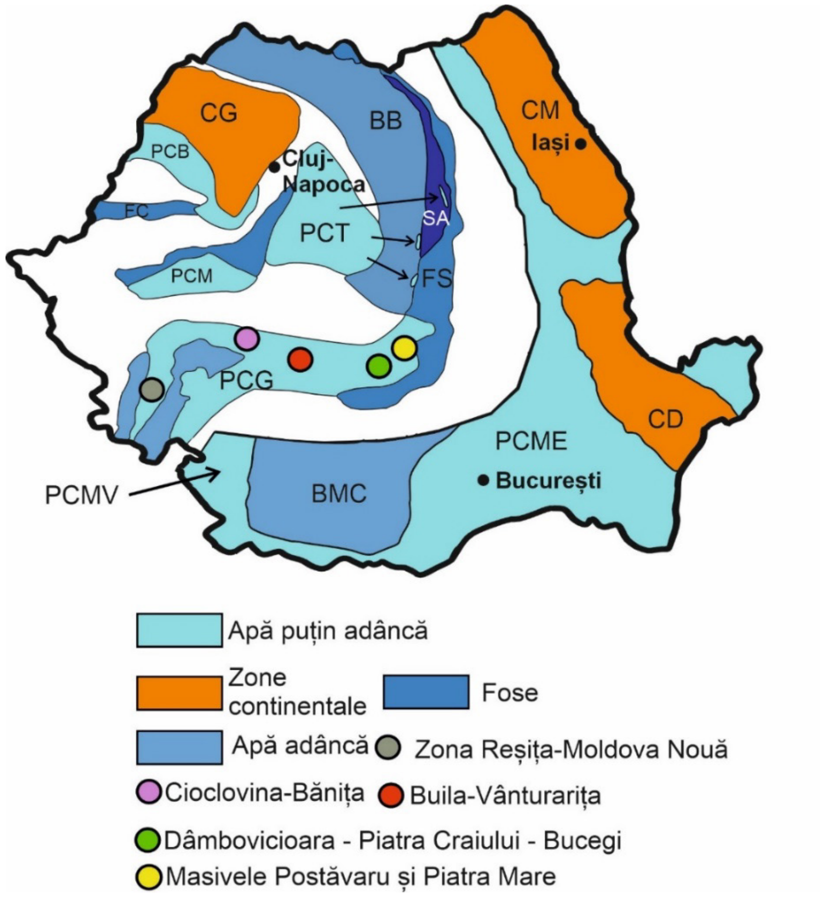


Figura 6. *Localizarea Platformei Carbonatice Getice în raport cu principalele unități geotectonice din România, la nivelul intervalului Jurasic superior–Cretacic inferior (CG - Continentul Gilău; CM – Continentul Moldav; CD - Continentul Dobrogean; PCB - Platforma Carbonatică Bihor; FC - Fosa Codru; PCM - Platforma Carbonatică a Mureşului; PCT - Platforma Carbonatică Transilvană; PCG - Platforma Carbonatică Getică; PCMV - Platforma Carbonatică Moesică de Vest; BMC – Bazinul Moesia Centrală; PCME - Platforma Carbonatică Moesică de Est; FS - Fosa Sinaia; SA - Strate cu Aptychus; BB – Bazinul Bucovinic) (după Patrulius, 1976, cu modificări).*

În zona Masivului Postăvaru se pot distinge patru compartimente tectonice majore: Braşov, Postăvaru, Cristian şi Râşnov (Săndulescu, 1964). Compartimentul Postăvaru este definit de solzul major al Postăvarului care formează cea mai importantă unitate tectonică din cadrul zonei cristalino-mezozoice, la nord de masivele Bucegi şi Leaota (Săndulescu, 1964). Compartimentul Cristian este constituit din trei cute anticlinale majore: anticlinalul Cristian, cuta-falie Dealul Negru şi anticlinalul pârâul Sticlăriei (Săndulescu, 1964). Compartimentul Braşov este format din următoarele unități componente: solzul Piatra Corbului, anticlinalul Pajiştea, anticlinalul Dealul Melcilor. Compartimentul Râşnov reprezintă o continuare spre sud a compartimentului

Cristian şi se caracterizează printr-o grosime mare a depozitelor de vârstă Cretacic superior. Este constituit din două unități majore: anticlinalul Râşnov şi anticlinalul Dealul Bogdan.

Masivul Piatra Mare este alcătuit din două unități geologice distincte: Masivul Bunloc, în partea de nord şi Masivul Piatra Mare propriu-zis. Din punct de vedere geologic, partea nordică (Masivul Bunloc) este foarte asemănătoare cu succesiunea Mezozoică din Masivul Postăvaru (Patrulius et al., 1968). Partea centrală şi sudică este formată din olistolite carbonatice prezente în conglomerate Apțiene din Pânza de Ceahlău (Săndulescu et al., 1972 a).

3.2 Fundamentul metamorfic

Jekelius (1920) atribuie fundamentul metamorfic al succesiunii mezozoice din zona masivului Piatra Craiului la terminațiile estice ale Munților Făgăraş. Rocile metamorfice din partea de est a Carpaților Meridionali au fost studiate în detaliu de Gherasi (1962) respectiv Gherasi et al. (1966). Autorii au separat pentru această zonă două serii metamorfice principale: Seria de Cumpăna şi Seria de Leaota. Seria de Cumpăna este constituită din amfibolite cu almandin, paragnaise şi micaşisturi cu granați. Seria de Leaota este formată din şisturi cloritoase cu albit şi epidot sau şisturi filitoase grafitoase. Fundamentul metamorfic din zona masivului Piatra Craiului este traversat de intruziuni granitice de Albeşti-Brătei. Balintoni (2005) redefineşte cele două serii metamorfice sub numele de Litogrupul de Cumpăna respectiv Litogrupul de Leaota şi le grupează în Litogrupul de Sebeş-Lotru.

În zona Masivului Postăvaru, formațiunile metamorfice aflorează pe suprafețe foarte reduse în zona pârâului Comorii şi aparțin Litogrupului de Leaota (Jekelius, 1938; Săndulescu, 1964). Acestea sunt constituite din micaşisturi cu profiroblaste de albit şi şisturi sericitoase.

3.3 Succesiunea sedimentară

3.3.1 Triasicul

Formațiunile sedimentare din partea de est a Carpaților Meridionali au fost incluse de Patrulius (1969) în aşa numita „Serie de Braşov" ce se corelează parțial cu „Seria Bucovinică" din Munții Perşani. „Seria de Braşov" cuprinde depozite sedimentare

de vârstă Induan–Apțian care aflorează pe scară largă în Masivul Piatra Craiului, Culoarul Dâmbovicioara, versantul vestic al Masivului Bucegi (la sud de Valea Gaura), zona Codlea-Vulcan, Masivul Postăvaru şi Masivul Piatra Mare (Fig. 7-8). Succesiunea sedimentară de vârstă Triasic respectiv Jurasic inferior nu aflorează în Masivul Piatra Craiului. Aceasta apare în zona Codlea-Vulcan respectiv masivul Postăvaru (Dealul Melcilor, Cristian) (Fig. 8) şi este constituită din calcare bituminoase în plăci (Calcare de Guttenstein) respectiv calcare albe-masive recifale (Calcare de Wetterstein) care acoperă diverse formațiuni detritice (gresii, conglomerate).

3.3.2 Jurasicul

Jurasicul inferior

Jurasicul inferior cuprinde în special depozite de vârstă Hettangian–Toarcian, dezvoltate în facies de Gresten. După Jekelius (1915), din bază spre top se remarcă prezența următorilor termeni: 1) cărbuni şi argile; 2) gresii cenuşii închis (de vârstă Carixian inferior); 3) gresii calcaroase cu brahiopode; 4) şisturi argiloase cu brahiopode. Depozitele Jurasicului inferior lipsesc din masivul Piatra Craiului. Acestea sunt prezente în zona Vulcan-Codlea, în masivul Postăvaru (compartimentele Braşov şi Cristian) respectiv masivul Piatra Mare (Cheile Baciului, Bunloc) (Fig. 8) (Săndulescu, 1964).

Bajocian–Callovian

Popescu (1966) a descris de pe flancul estic al sinclinalului Piatra Craiului o succesiune care cuprinde microconglomerate, gresii şi calcare nisipoase respectiv calcare marnoase (Fig. 7).

Bucur (1980) a atribuit vârsta Bajocian–Bathonian pentru gresiile şi microconglomeratele de pe versantul vestic al masivului Piatra Craiului, pe baza unei asociații macropaleontologice care cuprinde speciile *Pholadomya murchisoni* (SOWERBY) şi *Posidonia* (= *Bositra*) *buchi* (ROEMER).

În masivul Postăvaru, Bajocianul este constituit din gresii cuarțoase albe (Săndulescu, 1964) stratificate în bancuri, intercalate cu nivele de conglomerate (Fig. 8). Jekelius (1938) a descris din gresiile cuarțitice câteva specii de amoniți pe baza cărora a atribuit vârsta Toarcian superior acestor depozite.

Intervalul Bathonian–Callovian inferior cuprinde marne şi marno-calcare nisipoase cu *Posidonia alpina* (GRAS) [= *Bositra buchi*] care aflorează în compartimentele Cristian, Postăvaru şi Râşnov (Săndulescu, 1964) (Fig. 8).

În masivul Piatra Mare, gresiile cuarțitice de vârstă Bajocian aflorează în zona masivului Bunloc (Cheile Baciului) (Săndulescu et al., 1972 a) (Fig. 8).

Callovian–Oxfordian

Succesiunea de vârstă Callovian–Oxfordian este deschisă foarte bine pe versantul vestic al masivului Piatra Craiului, pe valea Bârsa Tămaşului (Popescu, 1966). Aceasta cuprinde dinspre bază spre top următorii termeni: conglomerate şi gresii, calcare marnoase, alternanțe de calcare grezoase şi marnoase, calcare marnoase cu radiolari şi jaspuri, calcare cu accidente silicioase.

Vârsta Callovian mediu–Oxfordian a radiolaritelor este susținută şi de Bucur (1980) care a descris spiculi de spongieri şi o asociație de radiolari caracteristice acestui interval de vârstă.

Mészaros şi Bucur (1980) au semnalat prezența unor specii de nannoplancton [*Ellipsogelosphaera britannica* (STRADNER), *Cyclagelosphaera margereli* (NOEL)] în nivelele radiolaritice cu intercalații de marne, pe baza cărora au atribuit vârsta Oxfordian acestor depozite.

Ulterior, Beccaro şi Lazăr (2007) au identificat o asociație de radiolari pe versantul vestic al masivului Piatra Craiului (Valea Vlăduşca) pe baza cărora au atribuit vârsta Oxfordian mediu–Oxfordian superior nivelurilor de radiolarite.

În masivul Postăvaru, intervalul Callovian superior–Oxfordian cuprinde jaspuri care aflorează în compartimentele Râşnov, Cristian şi Postăvaru (Fig. 8). În compartimentul Cristian aflorează jaspuri roşii şi gălbui, stratificate în strate cu grosimi centimetrice sau calcare intercalate cu jaspuri roşii şi verzi (Săndulescu, 1964). În compartimentul Postăvaru apar jaspuri roşii şi verzi, subțiri, cu grosimi de până la 5 m (Poiana Ruia) (Săndulescu, 1964). În compartimentul Braşov, depozitele de vârstă Callovian–Oxfordian lipsesc iar calcarele Jurasicului superior se dispun discordant peste gresiile cuarțitice de vârstă Bajocian (Săndulescu, 1964).

În masivul Piatra Mare, radiolaritele de vârstă Callovian–Oxfordian apar în baza calcarelor de vârstă Jurasic superior, în partea centrală a acestei unități montane (Săndulescu et al., 1972 a).

Kimmeridgian–Tithonian

Depozitele de vârstă Kimmeridgian–Tithonian aflorează pe scară largă pe flancul vestic al sinclinalului Piatra Craiului, unde formează abruptul vestic calcaros al masivului cu acelaşi nume (Fig. 8). Pe flancul estic, aria de aflorare este mai restrânsă.

Patrulius în Patrulius et al. (1980) a separat trei orizonturi pentru calcarele de vârstă Kimmeridgian–Tithonian de pe flancul estic (Prăpăstiile Zărneştilor). Acestea sunt reprezentate prin calcarul masiv inferior, calcarul cu accidente silicioase şi calcare coraligene în partea superioară (calcarul masiv superior).

Conținutul micropaleontologic al calcarelor de pe versantul vestic al masivului Piatra Craiului au fost pus în evidență de Bucur (1978) cu scopul de a stabili vârsta acestor depozite. Asociația de microfosile cuprinde alge dasycladale [*Macroporella* (= *Salpingoporella*) *pygmaea* (GÜMBEL), *Clypeina jurassica* FAVRE (= *Aloisalthella sulcata* ALTH), *Pseudoepimastopora* (= *Griphoporella*) *jurassica* ENDO, *Salpingoporella annulata* CAROZZI], foraminifere [*Trocholina alpina* (= *Coscinoconus alpinus*) LEUPOLD, *T. elongata* (= *Coscinoconus elongatus*) LEUPOLD, *Nautiloculina oolithica* MOEHLER, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Everticyclammina virguliana* KOECHLIN] dar şi alte microfosile (*Mercierella dacica* DRAGASTAN, *Cladocoropsis mirabilis* FELIX etc.).

Mircescu et al. (2014, 2016) au descris din masivul Piatra Craiului o asociație de microfosile tipică pentru intervalul Kimmerdigian–Tithonian. Aceasta este constituită din foraminifere (*Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER, FOURY & PIGNATTI MORANO, *Neokilianina rahonensis* FOURY & VINCENT) şi alge dasycladale (*Petrascula bursiformis* ETALLON, *Steinmanniporella kapelensis* SOKAČ & NIKLER).

Pleş et al. (2013) au descris o asociație de organisme incrustante caracteristice pentru intervalul Kimmeridgian–Tithonian. Aceasta conține următoarele specii de microfosile: *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI), *Koskinobulina socialis* CHERCHI & SCHROEDER, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Iberopora bodeuri* GRANIER & BERTHOU, *Radiomura cautica* SENOWBARI-DARYAN & SCHÄFFER.

În masivul Postăvaru, în intervalul Kimmeridgian–Tithonian se acumulează calcare bioconstruite în „facies de Stramberg" (Fig. 8) (sensu Săndulescu, 1964). Aceste calcare sunt masive, stratificate în plăci, brecifiate şi conțin microfosile pelagice (*Calpionella alpina* LORENZ). Jekelius (1916) a atribuit vârsta Tithonian acestor roci carbonatice pe baza unor faune descrise de la Râşnov, Tâmpa şi Postăvaru.

Mircescu et al. (2022) au descris evoluția platformei carbonatice în zona Masivului Postăvaru, în intervalul Kimmeridgian–Tithonian superior. Acumularea materialului carbonatic a avut loc în medii depoziționale adânci (pantă, bazin) sau zone de platformă internă. Aceleaşi condiții de acumulare au fost caracteristice şi pentru masivul Piatra Mare, în cadrul aceluiaşi interval de timp (Mircescu et al. 2023).

3.3.3 Cretacicul

Berriasian–Valaginian

În masivul Piatra Craiului, continuitatea de sedimentare dintre Ttihonian şi Berriasian a fost presupusă de către Jekelius (1938), Oncescu (1943), Popescu (1966) si Patrulius (1969). Bucur (1978) a adus primele argumente micropaleontologice pentru a susține prezența Cretacicului inferior în partea terminală a succesiunii din masivul Piatra Craiului. Ulterior, Patrulius (1980) a confirmat prezența Cretacicului inferior în Culoarul Dâmbovicioara. Lucrările publicate în ultimii ani (Bucur et al., 2009; Mircescu et al., 2014, 2016; Ungureanu et al. 2017; Mircescu et al. 2019) au confirmat prezența depozitelor de vârstă Berriasian–?Valanginian bazal în Masivul Piatra Craiului. Asociațiile micro-paleontologice caracteristice pentru acest interval de vârstă sunt constituite din foraminifere [*Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Pfenderina neocomiensis* (PFENDER), *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN, *Haplophragmoides joukowskyi* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI] şi alge dasycladale [*Selliporella neocomiensis* RADOIČIĆ, *Clypeina parasolkani* (FARINACCI & RADOIČIĆ), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Salpingoporella praturlonii* (DRAGASTAN), *Pseudocymopolia jurassica* DRAGASTAN].

Săndulescu (1964) a presupus continuitatea de sedimentare dintre Tithonian şi Berriasian, asemenea antecercetătorilor (Jekelius, 1938; Oncescu, 1943). Primul care a indicat prezența depozitelor calcaroase berriasiene, în faciesuri de apă adâncă a fost Jekelius (1925) care a descris din împrejurimile Râşnovului câteva specii de amoniți de vârstă Berriasian. Ulterior, Mircescu et al. (2022; 2023) au documentat prezența depozitelor berriasiene în toate cele patru compartimente tectonice ale Masivului Postăvaru respectiv în Masivul Piatra Mare, în zone de apă adâncă sau medii de platformă internă. Asociația de microfosile este foarte bogată şi cuprinde foraminifere [*Coscinoconus alpinus* (LEUPOLD), *C. campanellus* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *C. delphinensis* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *C. sagittarius* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *Meandrospira favrei* CHAROLLAIS, BRÖNNIMANN & ZANINETTI], alge dasycladale (*Selliporella neocomiensis* RADOIČIĆ) şi microfosile pelalgice (*Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISH, *Crassicollaria intermedia* DURAND-DELGA, *C. parvula* REMANE, *C. brevis* REMANE, *C. massutiniana* COLOM).

Valanginian–Apțian inferior

Jekelius (1938) a indicat pentru prima dată prezența marnelor Neocomiene pe versantul estic al Masivului Piatra Craiului. Ulterior, Ungureanu et al. (2015) respectiv Mircescu (2018) şi Mircescu et al. (2019) au semnalat prezența unui nivel de marne

valanginiene, între calcarele peritidale de vârstă Berriasian–Valanginian inferior şi breciile apţiene. Jekelius (1915) a stabilit vârsta Valanginian–Apţian inferior pentru seria marno-calcaroasă cuprinsă între calcarele Jurasicului superior şi conglomeratele Cretacice din Masivul Postăvaru. Autorul defineşte „seria neocomiană a marnelor de Braşov". Aceste marne aflorează în compartimentele Râşnov, Cristian şi Braşov (Săndulescu, 1964). Întreaga succesiune conţine calcare glauconitice, calcare marnoase, marnocalcare şi lentile de calcare recifale asemănătoare cu cele descrise de Patrulius (1969) din Culoarul Dâmbovicioara (Dealul Sasului).

Depozitele barremian-apţiene din masivele Postăvaru şi Piatra Mare sunt cuprinse în Stratele de Piscu cu Brazi (Săndulescu, 1964)

Apţian superior–Cenomanian

Umplutura sinclinalului Piatra Craiului este alcătuită din depozite apţian superior–cenomaniene. Acestea au fost grupate de Popescu (1966) în două unităţi distincte: Conglomeratele Apţiene de Gura Râului şi Conglomeratele Vraconian (Albian terminal)–Cenomaniene (Fig. 7). Ungureanu et al. (2017) au studiat în detaliu caracteristicile galeţilor metamorfici şi carbonatici din conglomeratele apţiene şi cele albian–cenomaniene. Galeţii din conglomeratele apţiene provin dintr-o arie sursă complet erodată, care era localizată la NV de poziţia actuală a Masivului Piatra Craiului. Galeţii din conglomeratele albian–cenomaniene au fost remaniaţi dintr-o arie sursă care corespunde cu succesiunea calcaroasă din Masivul Piatra Craiului. Ungureanu et al. (2019) au descris din punct de vedere sedimentologic conglomeratele din sinclinalul Piatra Craiului. Astfel, s-au putut identifica trei tipuri majore de roci detritice: 1) brecii carbonatice polimictice; 2) conglomerate carbonatice polimictice; 3) conglomerate polimictice de Gura Râului; 4) conglomerate lipsite de granoclasare; 5) conglomerate cu granoclasare normală şi inversă. De asemenea, s-au pus în evidenţă trei medii depoziţionale care ar fi putut contribui la acumularea acestor depozite. Acestea sunt reprezentate prin zone de fan-deltă, canioane submarine sau pseudo-fan delte dispuse pe un şelf înclinat.

După Săndulescu (1964) şi Săndulescu et al. (1972 a), în zona masivelor Postăvaru şi Piatra Mare, peste Stratele de Piscul cu Brazi (Barremian-Apţian), depozitele Apţianului superior–Cenomanianului cuprind următorii termeni: 1) conglomeratele de Runcu-Piatra Arsă (Apţian superior) (conglomerate polimictice cu blocuri de calcare masive); 2) conglomeratele de Postăvaru (Albian–Cenomanian); 3) Orizontul grezos (Albian–Cenomanian).

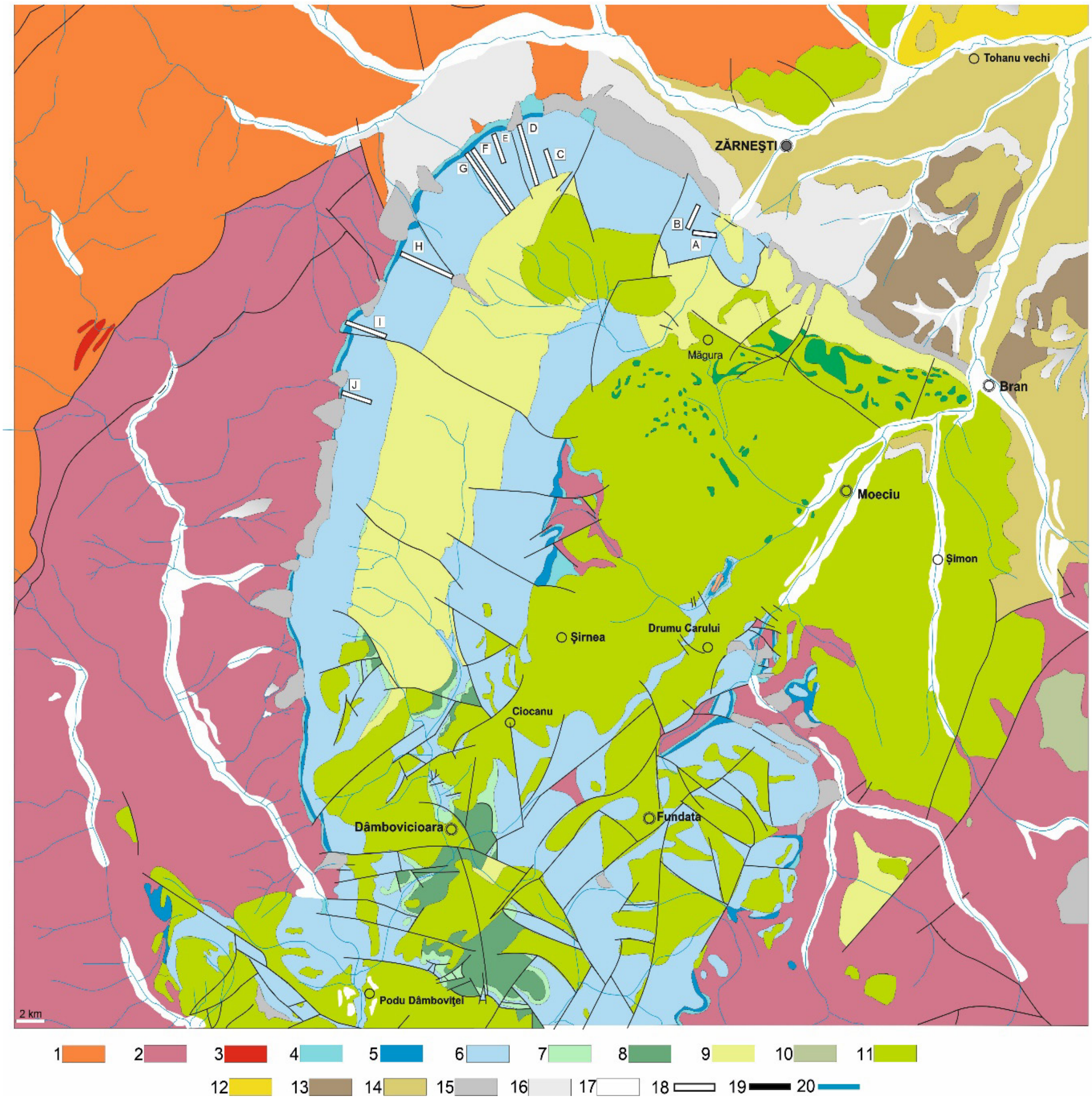


Figura 7. *Harta geologică a Masivului Piatra Craiului şi localizarea secțiunilor geologice (1 - Grupul metamorfic de Cumpăna; 2 - Grupul metamorfic de Leaota; 3 - Roci magmatice; 4 - Bajocian–Callovian; 5 - Callovian–Oxfordian; 6 - Kimmeridgian–? Valanginian bazal; 7 - Hauterivian; 8 - Barremian; 9 - Apțian; 10 - Albian; 11 - Albian superior–Cenomanian; 12 - Turonian–Maastrichtian; 13 - Paleogen; 14 - 17 - Depozite Cuaternare; 18 - Localizarea secțiunilor studiate; 19 - Falii; 20 - Ape curgătoare) (Secțiuni geologice: A - Poiana Zănoaga-Gura Râului; B - Poiana Zănoaga-Piatra Craiului Mică; C - Curmătura-Turnu; D - Padina Închisă-Drumul lui Lehmann; E - Padina Popii; F - Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase; G - Padina lui Călineț; H - Vlădușca; I – Zaplaz - Lanțuri; J - Padina Lăncii) (după Dimitrescu et al., 1971; Patrulius et al., 1971; Săndulescu et al., 1972 b; Dimitrescu et al., 1974, cu modificări)*

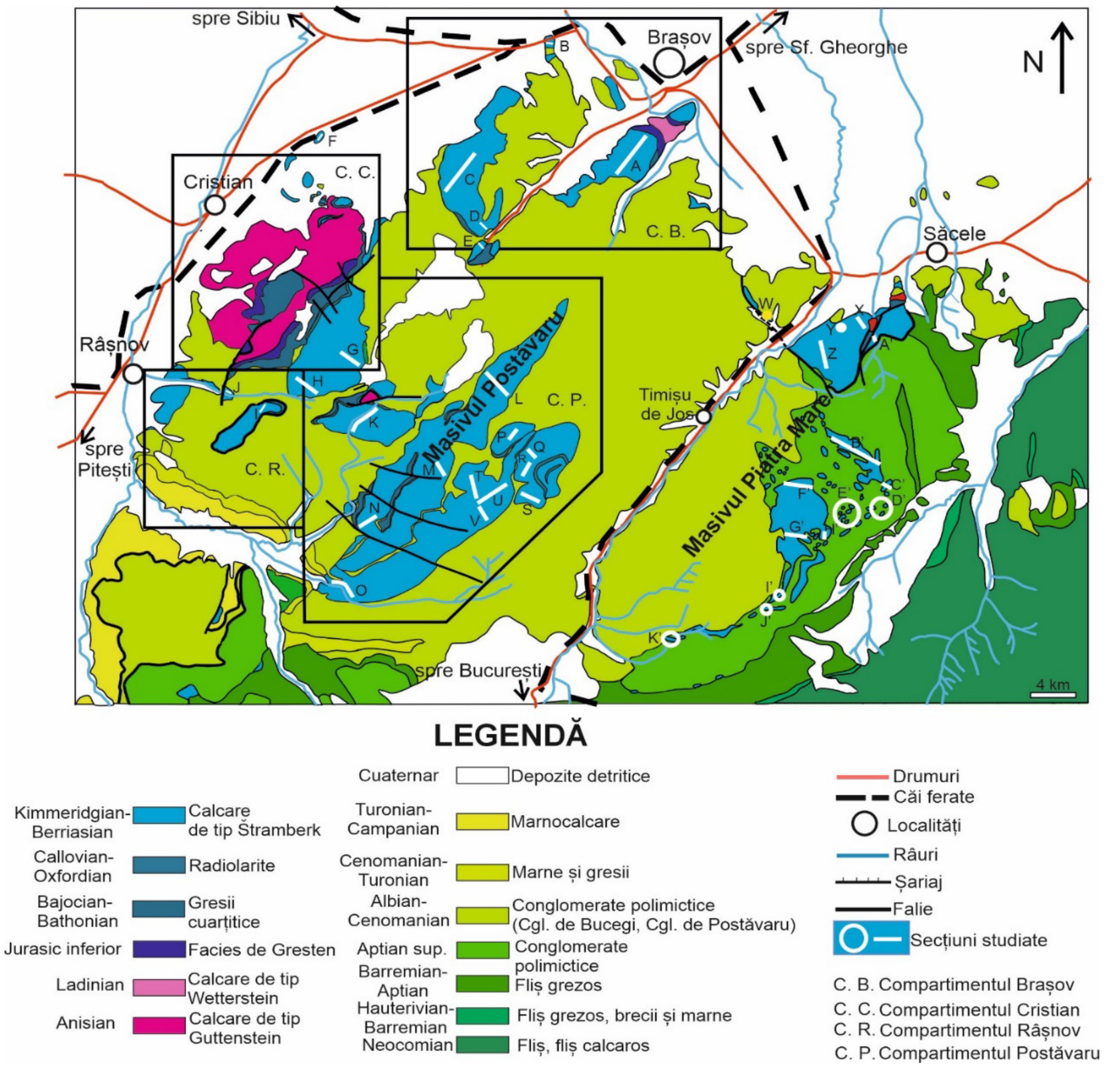


Figura 8. *Harta geologică a masivelor Postăvaru şi Piatra Mare şi localizarea secțiunilor geologice (A - Tâmpa; B - Dealul Şprenghiu; C - Poiana Mare-Stejeriş; D - Valea Dracului-Stejeriş; E - Pietrele lui Solomon; F - Cariera Cristian; G - Poiana Cristianului; H- Drumul lui Lexen; I - Dealul Cernit; J - Valea Cetății; K - Groapa Dracului; L - Drumul Roşu; M - Vanga Mare; N - Groapa de Aur; O - Cheile Râşnoavei; P - Drumul Albastru; Q - Sulinar; R - Vârful Postăvaru; S - Valea Dragă; T - Cabana Postăvaru-3 Fetițe; U - Muchia Cheii; V - 3 Fetițe-Poiana Secuilor; W - Larga Mare; X - Bunloc Est; Y - Cariera Bunloc; Z - Bunloc Vest; A′ - Cheile Baciului; B′ - Şirul Stâncilor; C′ - Peştera de Gheață; D′ - Olistolitele de la Valea Gârcinului; E′ - Olistolitele de la Cabana Piatra Mare; F′ – Prăpastia Ursului; G′ - Piatra Scrisă; H′ - Şura de Piatră; I′ - J′ - Coada Pietrei Mari; K - Tamina) (după Săndulescu et al., 1972 a-b, cu modificări).*

CAPITOLUL 4.
Localizarea aflorimentelor studiate.
Caracteristici macroscopice ale calcarelor din partea de est a Platformei Carbonatice Getice

4.1 Masivul Piatra Craiului

Depozitele carbonatice din Masivul Piatra Craiului au fost studiate prin intermediul a zece secțiuni geologice. Două dintre acestea (secțiunile A-B) sunt localizate în partea de Nord-Est a Masivului Piatra Craiului, în zona vârfului Piatra Craiului Mică (Fig. 6). Următoarele şapte profile (C-I) sunt localizate în zona crestei nordice a masivului. Ultimul profil (secțiunea J) este localizat în zona crestei sudice (Fig. 6). Au fost studiate următoarele secțiuni: Poiana Zănoaga-Gura Râului, Poiana Zănoaga-Piatra Craiului Mică, Turnu-Curmătura, Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Padina Popii, Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase, Padina lui Călineț, Vlăduşca, Zaplaz-Lanțuri, Padina Lăncii (Fig. 7) (Mircescu, 2018).

Calcarele din zona Piatra Craiului Mică (secțiunile A-B) sunt masive fiind lipsite de stratificație. Acestea sunt puternic fisurate şi diaclazate şi nu formează aflorimente mari sau succesiuni foarte bine deschise (Fig. 9A) (Mircescu, 2018).

Restul secțiunilor (C-J) sunt formate în partea inferioară din calcare masive, lipsite de stratificație evidentă (Fig. 9B), care conțin fragmente de corali (Fig. 9C) sau spongieri de tip chaetetid. Uneori aceste calcare recifale sunt stratificate în bancuri cu grosimi de ordinul metrilor (Mircescu, 2018). Partea mediană a succesiunii carbonatice conține bancuri bioclastice bogat fosilifere în care s-au identificat şi intraclaste centimetrice, angulare de tipul galeților negri (Fig. 9D). Aceste intraclaste pot să fie prezente într-o matrice roşcată, pigmentată cu oxizi şi hidroxizi de Fe (Fig. 9E) (Mircescu, 2018). Partea superioară a succesiunii este alcătuită din calcare peritidale, stratificate în strate cu grosimi centimetrice la decimetrice sau bancuri cu grosimi metrice (Fig. 9G). Bioclastele sunt reprezentate prin gastropode şi bivalve iar structurile fenestrale au dimensiuni milimetrice la centimetrice şi sunt vizibile macroscopic (Mircescu, 2018).

Contactul dintre calcarele peritidale şi marnele de vârstă Valanginian superior a fost identificat în secțiunile Vlăduşca respectiv Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase (Fig. 9F). De asemenea, între aceste marne şi conglomeratele apțian-albiene apare un nivel de brecii cu accidente silicioase, de vârstă Apțian superior (Mircescu, 2018).

Grosimea secțiunilor din masivul Piatra Craiului variază de la 725 m în zona crestei sudice (secțiunea Padina Lăncii) la 1200 m în partea centrală a masivului (secțiunea Vlăduşca, la Nord de Vf. La Om) (Mircescu, 2018).



Figura 9. *Caracteristici macroscopice ale calcarelor de vârstă Kimmeridgian–? Valanginian bazal din Masivul Piatra Craiului (A - calcare fisurate şi diaclazate; B - calcare masive din partea inferioară a succesiunii carbonatice; C - bioconstrucție coraligenă; D - galeți negri angulari, de dimensiuni centimetrice, într-un calcar bioclastic; D - calcare bioclastice intraclastice cu galeți negri de dimensiuni centimetrice; F - contact între calcare peritidale de vârstă Berriasian–? Valanginian bazal şi marne de vârstă Valanginian superior; G - calcare peritidale stratificate în strate cu grosimi decimetrice. Secțiuni: A – Poiana Zănoaga-Piatra Craiului Mică; B, E - Zaplaz-Lanțuri; C-D, F - Vlăduşca; G - creasta nordică a Pietrei Craiului. Scara: A - 1 m; C-D - 2 cm) (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

4.2 Masivele Postăvaru şi Piatra Mare

Depozitele carbonatice din masivele Postăvaru şi Piatra Mare au fost eşantionate prin intermediul 37 de secțiuni (profile geologice) (Mircescu et al., 2023).

Secțiunile din Masivul Postăvaru sunt localizate în toate cele patru compartimente tectonice care alcătuiesc această unitate montană. Au fost studiate următoarele profile geologice (A-W) (Fig. 8): Tâmpa, Dealul Şprenghiu, Poiana Mare-Stejeriş, Valea Dracului-Stejeriş, Pietrele lui Solomon, Cariera Cristian, Poiana Cristianului, Drumul lui Lexen, Dealul Cernit, Valea Cetății, Groapa Dracului, Drumul Roşu, Vanga Mare, Groapa Dracului, Cheile Râşnoavei, Drumul Albastru, Sulinar, Vârful Postăvaru, Valea Dragă, Muchia Cheii, Cabana Postăvaru - 3 Fetițe, 3 Fetițe - Poiana Secuilor, Larga Mare. Primele cinci secțiuni sunt situate în compartimentul Braşov. Secțiunile Cariera Cristian, Poiana Cristianului şi Drumul lui Lexen sunt localizate în compartimentul Cristian. Secțiunile Dealul Cernit şi Valea Cetății fac parte din compartimentul Râşnov. Restul profilelor geologice sunt localizate în compartimentul Postăvaru (Mircescu et al., 2022).

Secțiunile din Masivul Piatra Mare sunt localizate în partea nordică a masivului (Masivul Bunloc, secțiunile X - A′), în zona centrală (secțiunile B′ - H′) respectiv partea sudică (secțiunile I′ - K′) (Fig. 8) (Mircescu et al., 2023).

Au fost studiate următoarele profile geologice: Bunloc Est, Cariera Bunloc, Bunloc Vest, Cheile Baciului, Şirul Stâncilor, Peştera de Gheață, Olistolitele de la Valea Gârcinului, Olistolitele de la Cabana Piatra Mare, Prăpastia Ursului, Piatra Scrisă, Şura de Piatră, Coada Pietrei Mari, Tamina (Mircescu et al., 2023).

Calcarele din Masivul Postăvaru sunt masive sau stratificate în strate cu grosimi centimetrice-decimetrice până la metrice (Fig. 10A-B). Se pot observa nivele brecifiate dar şi corali sau spongieri abundenți. Contactul cu radiolaritele bazale dar şi cu nivele de conglomerate este vizibil în mai multe profile geologice (e.g. Dealul Cernit, Sulinar, Vârful Postăvaru) (Fig. 10C-D) (Mircescu et al., 2022).

Succesiunea carbonatică din Masivul Piatra Mare este alcătuită din calcare stratificate în strate cu grosimi centimetrice sau calcare masive (Fig. 10E-G). Macroscopic, se pot observa fragmente de corali sau zone expuse subaerian, de culoare roşie. Olistolitele din partea centrală sau sudică a masivului sunt înglobate în conglomerate carbonatice polimictice (Fig. 10H). Dimensiunea olistolitelor variază de la câțiva metri la zeci de metri (Fig. 10F-G). În alte cazuri, contactul dintre calcare şi conglomerate este net (Mircescu et al., 2023).



Figura 10. *Caracteristici macroscopice ale calcarelor de vârstă Kimmeridgian–Berriasian din masivele Postăvaru şi Piatra Mare (A - calcare masive din partea centrală a Masivului Postăvaru, în apropiere de stațiunea Poiana Braşov; B - calcare stratificate în bancuri cu grosimi decimetrice la metrice; C - radiolarite; D - contact tectonic între calcare fin stratificate în strate cu grosimi centimetrice şi conglomerate carbonatice; E - contact net între calcare fin stratificate şi calcare masive într-un olistolit carbonatic; F-G - olistolite carbonatice din partea central şi sudică a Masivului Piatra Mare; H - olistolit carbonatic înglobat în depozite conglomeratice, partea centrală a Masivului Piatra Mare. Secțiuni: A - Drumul Albastru; B - Drumul Roşu; C - Dealul Cernit; D - Vârful Postăvaru; E, H - Şura de Piatră; F - Piatra Scrisă; G - Coada Pietrei Mari. Scara: C - 5 cm; D-E, H - 0.5 m) (după Mircescu et al., 2022, 2023, cu modificări).*

CAPITOLUL 5.
Microfaciesuri identificate în calcarele de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior din partea de est a Platformei Carbonatice Getice

AF 1 (Asociația de facies 1): wackestone-packstone cu silicifieri

Această asociație de facies este prezentă atât în Masivul Piatra Craiului cât şi în Masivul Piatra Mare. Nu au fost identificate subtipuri ale acestei asociații. Faciesul conține peloide abundente şi plăcuțe scheletice de echinoderme. Sunt prezente fragmente de *Saccocoma* sp. Apar silicifieri ale materialului carbonatic din matrice sau ale unor spongieri (*Neuropora lusitanica* TERMIER, TERMIER & RAMALHO) (Fig. 11A). Bioclastele sunt reprezentate prin radiolari, spiculi de spongieri, foraminifere pelagice, organisme incrustante (*Crescentiella morronensis*), bivalve pelagice. Materialul terigen este frecvent şi este reprezentat prin fragmente milimetrice de cuarț (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2023).

AF 2 (Asociația de facies 2): wackestone-packstone la rudstone-floatstone bioclastic-intraclastic

Subtipuri: Masivul Postăvaru – wackestone-packstone la floatstone; Masivul Piatra Mare – rudstone-floatstone bioclastic intraclastic cu fragmente de corali şi microbialite. Faciesurile conțin organisme incrustante [*Crescentiella morronensis*, *Koskinobulina socialis*, *Labes atramentosa* ELIAŠOVA, *Perturbatacrusta leini* SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, *Radiomura cautica*, structuri de tip *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ] (Fig. 11B), alge dasycladale (*Aloisalthella sulcata*, *Salpingoporella pygmaea*, *S. annulata* CAROZZI, *Petrascula bursiformis*), foraminifere (*Lituola baculiformis* SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, *Coscinoconus alpinus*, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK), microfosile pelagice (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria brevis*, *C. intermedia*, *C. massutiniana*, *C. parvula*), plăcuțe scheletice de echinoderme, tuburi de viermi de tip serpullid, fragmente de corali (Fig. 11B), spongieri calcaroşi, microfosile pelagice, amoniți juvenili, alge dasycladale şi bivalve pelagice. Alte elemente componente includ ooide micritizate şi structuri stromatolitice. Microstructurile micritice formează principalele componente ale structurilor microbiale. Alte elemente sunt reprezentate prin peloide foarte fine. Intraclastele micritice au dimensiuni milimetrice la centimetrice. Fragmentele de corali sunt micritizate şi perforate prin bioeroziune (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023).

AF 3 (Asociația de facies 3): packstone-grainstone peloidal-bioclastic-intraclastic

Această asociație de facies este prezentă doar în Masivul Piatra Craiului. Nu au fost identificate subtipuri ale acestei asociații. Roca este medie spre grosieră din punct de vedere granulometric, cu sortare medie spre bună (Fig. 11C-D). Conține fragmente de corali, organisme incrustante (*Crescentiella morronensis*, *Radiomura cautica*), sclerospongieri (*Neuropora lusitanica*), plăcuțe scheletice de echinoderme şi rare foraminifere (Fig. 11C). Intraclastele sunt de compoziție micritică, subangulare la alungite (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023).

AF 4 (Asociația de facies 4): grainstone-rudstone peloidal-bioclastic-intraclastic

Această asociație de facies este prezentă în Masivele Piatra Craiului şi Postăvaru. Nu au fost identificate subtipuri ale acestei asociații. Roca este slab sortată, medie spre grosieră din punct de vedere granulometric. Conține plăcuțe scheletice de echinoderme, organisme incrustante (*Crescentiella morronensis*, structuri de tip *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Calcistella jachenhausenensis* REITNER, *Koskinobulina socialis*, *Labes atramentosa*, *Perturbatacrusta leini, Radiomura cautica*), fragmente de corali incrustați de cruste microbiale alcătuite din structuri de tip *Bacinella irregularis* şi *Taumathoporella parvovesiculifera* RAINERI, sclerospongieri (Fig. 11E) (*Neuropora lusitanica, Thalamopora lusitanica* TERMIER), alge dasycladale (Fig. 11E) [*Aloisalthella sulcata*, *Neoteutloporella socialis* (PRATURLON), *Petrascula bursiformis*, *Salpingoporella pygmaea, Steinmanniporella kapelensis* SOKAČ & NIKLER], alge udoteacee (*Nypponophycus ramosus* YABE & TOYAMA), foraminifere [*Charentia evoluta* GORBATCHIK, *Coscinoconus alpinus, Frentzenella involuta* (MANTSUROVA & GORBATCHIK), *Labyrinthina mirabilis, Lituola baculiformis, Mohlerina basiliensis* (MOEHLER), *Protopeneroplis striata*, *Protopeneroplis ultragranulata* GORBATCHIK], microfosile pelagice (*Cadosina fusca* WANNER, *Calpionella alpina*, *Crassicollaria intermedia*, *C. brevis*, *C. massutiniana*, *C. parvula*), tuburi de viermi de tip serpullid, bivalve, gastropode, fragmente de corali. Mai sunt prezente şi structuri microbiale angulare, de dimensiuni milimetrice. Acestea sunt alcătuite din peloide şi micrit microbial foarte fin. Intraclastele micritice sunt angulare şi au dimensiuni milimetrice sau centimetrice (Fig. 11E-F). Acestea sunt compuse din microstructuri micritice, micropeloide şi fragmente de *Crescentiella morronensis*. Conține şi fragmente de structuri stromatolitice formate din peloide şi microstructuri micritice (Fig. 11F). Coralii sunt perforați iar septele sunt umplute cu micrit. Apare şi ciment sintaxial de supracreştere pe plăcuțele scheletice de echinoderme. Gastropodele conțin sediment

geopetal iar coralii sunt afectați de bio-eroziune. Mai sunt prezente şi goluri de dimensiuni milimetrice care sunt umplute cu sediment fin de culoare verzui (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023).

AF 5 (Asociația de facies 5): boundstone coraligen-microbial cu organisme incrustante

Această asociație de facies este prezentă în toate zonele studiate. Nu au fost identificate subtipuri ale acestei asociații. În această categorie intră următoarele categorii de calcare bioconstruite: boundstone cu sediment intern wackestone peloidal, boundstone cu sediment intern packstone-grainstone, boundstone microbial, boudstone cu spongieri, boundstone algal, boundstone cu organisme incrustante şi microbialite, cu corali de tip microsolenid (Fig. 12A-H). Coralii sunt incrustați de tuburi viermi sau sclerospongieri perforați prin bioeroziune iar golurile formate sunt umplute cu micrit. Sedimentul intern dintre corali conține peloide, organisme incrustante (Fig. 12A-C) (*Calcistella jachenhausenensis*, *Crescentiella morronensis*, *Labes atramentosa*, structuri de tip *Bacinella irregularis* sau *Lithocodium aggregatum*, *Perturbatacrusta leini, Radiomura cautica*), alge dasycladale (Fig. 12A) (*Aloisalthella sulcata*, *Petrascula bursiformis*, *Salpingoporella pygmaea*), spongieri calcaroşi (*Sarsteinia babai* SCHLAGINTWEIT & GAWLICK), fragmente de corali cu septe micritizate, crustacee (*Carpathocancer plassenensis* SCHLAGINTWEIT & GAWLICK), plăcuțe scheletice de echinoderme, tuburi de viermi de tip serpullid. Mai sunt prezente şi leiolite alcătuite din microstructuri peloidale sau stromatolite şi trombolite (Fig. 12E). Structurile stromatolitice sunt formate din peloide şi micrit. *Crescentiella morronensis* incrustează spongieri calcaroşi (*Neuropora lusitanica*). Apar goluri umplute cu ciment granular iar marginile sunt bordate de ciment fibros. Structurile de tip *Bacinella irregularis* pot să formeze noduli milimetrici. Crustele microbiale sunt asociate cu tuburi de viermi de tip serpullid şi cruste de ciment. Sedimentul intern dintre corali este fin spre mediu, cu sortare slabă la medie (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023).

AF 6 (Asociația de facies 6): grainstone bioclastic-intraclastic cu galeți negri

Această asociație de facies cuprinde calcare grosiere, bioclastice, cu sortare slabă spre medie (Fig. 13A-E). A fost identificată în Masivele Piatra Craiului respectiv Piatra Mare. Bioclaste: spongieri, corali pigmentați cu materie organică, cyanobacterii de tip Rivulariaceu (Fig. 13E), plăcuțe scheletice de echinoderme, gastropode, alge dasycladale (Fig. 13C-D) (*Aloisalthella sulcata*, *Campbeliella striata* CAROZZI, *Salpingoporella annulata*

CAROZZI, *Salpingoporella pygmaea*, *Steinmanniporella kapelensis* SOKAČ & NIKLER, *Petrascula bursiformis*), foraminifere [*Bramkampella arabica* REDMOND, *Coscinoconus alpinus, Labyrinthina mirabilis, Mohlerina basiliensis, Neokilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT), *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER et al., *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE)], echinoderme, gastropode, bivalve, fragmente de crustacee, viermi de tip serpullid.

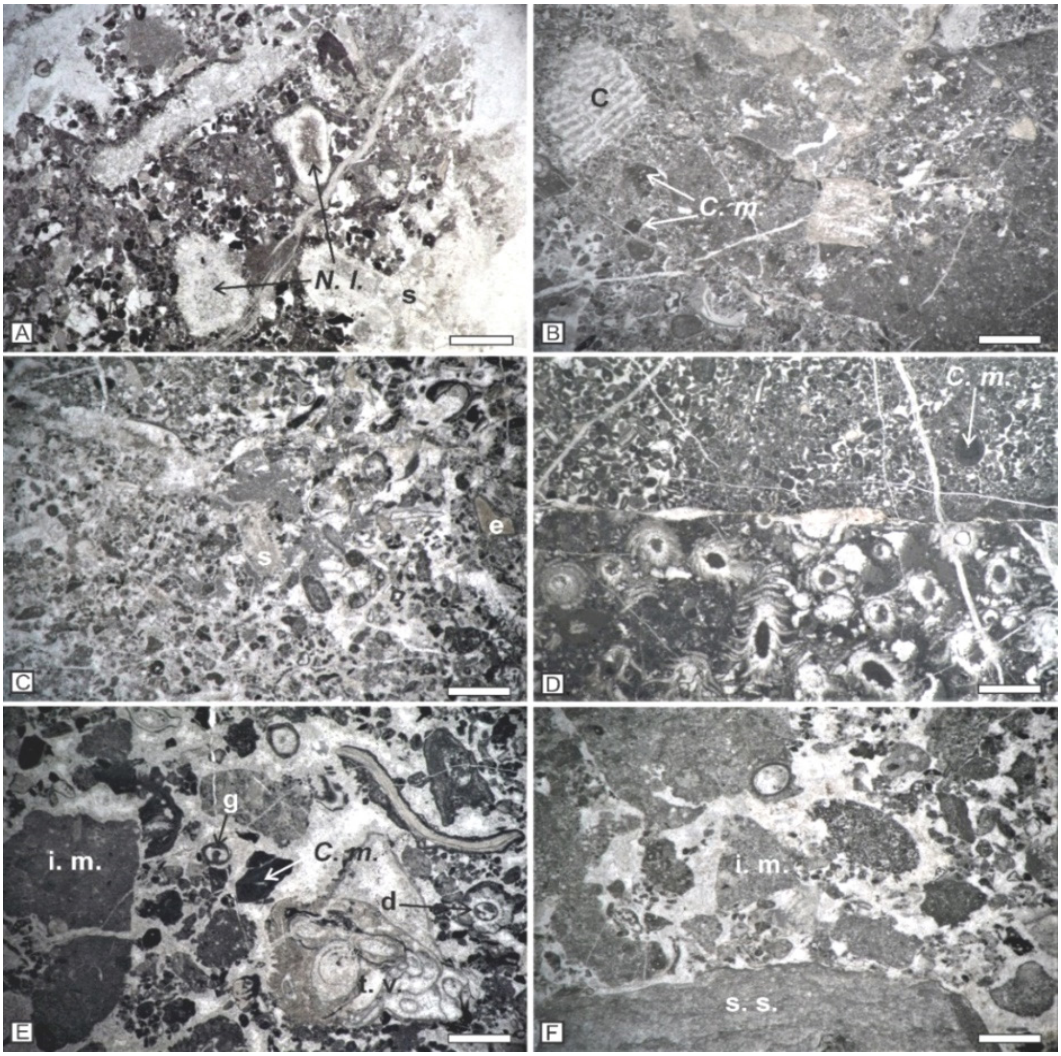


Figura 11. *[A - wackestone-packstone silicifiat cu spongieri calcaroşi (Neuropora lusitanica – N.l.; B - floatstone bioclastic intraclastic cu fragmente de corali (C) şi organisme incrustante (C. m.); C - grainstone bioclastic intraclastic cu plăcuțe scheletice de echinoderme (e) şi sclerospongieri (s); D - contact net între grainstone peloidal intraclastic cu Crescentiella morronensis (C. m.) şi boundstone algal cu Neoteutloporella socialis; E-F - rudstone bioclastic intraclastic cu Crescentiella morronensis (C. m.), gastropode (g), alge dasycladale (d), intraclaste micritice (i. m.) şi structuri stromatolitice (s. s.). Profile geolofice: A - Şura de Piatră, Masivul Piatra Mare; B - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; C, F - Vlăduşca, Masivul Piatra Craiului; D-E - Groapa Dracului, Masivul Postăvaru. Eşantioane: A - 3219; B - 583; C - 65; D - 250; E - 63; F - 4. Scara: 2 mm] (după Mircescu et al., 2022, 2023, cu modificări)*

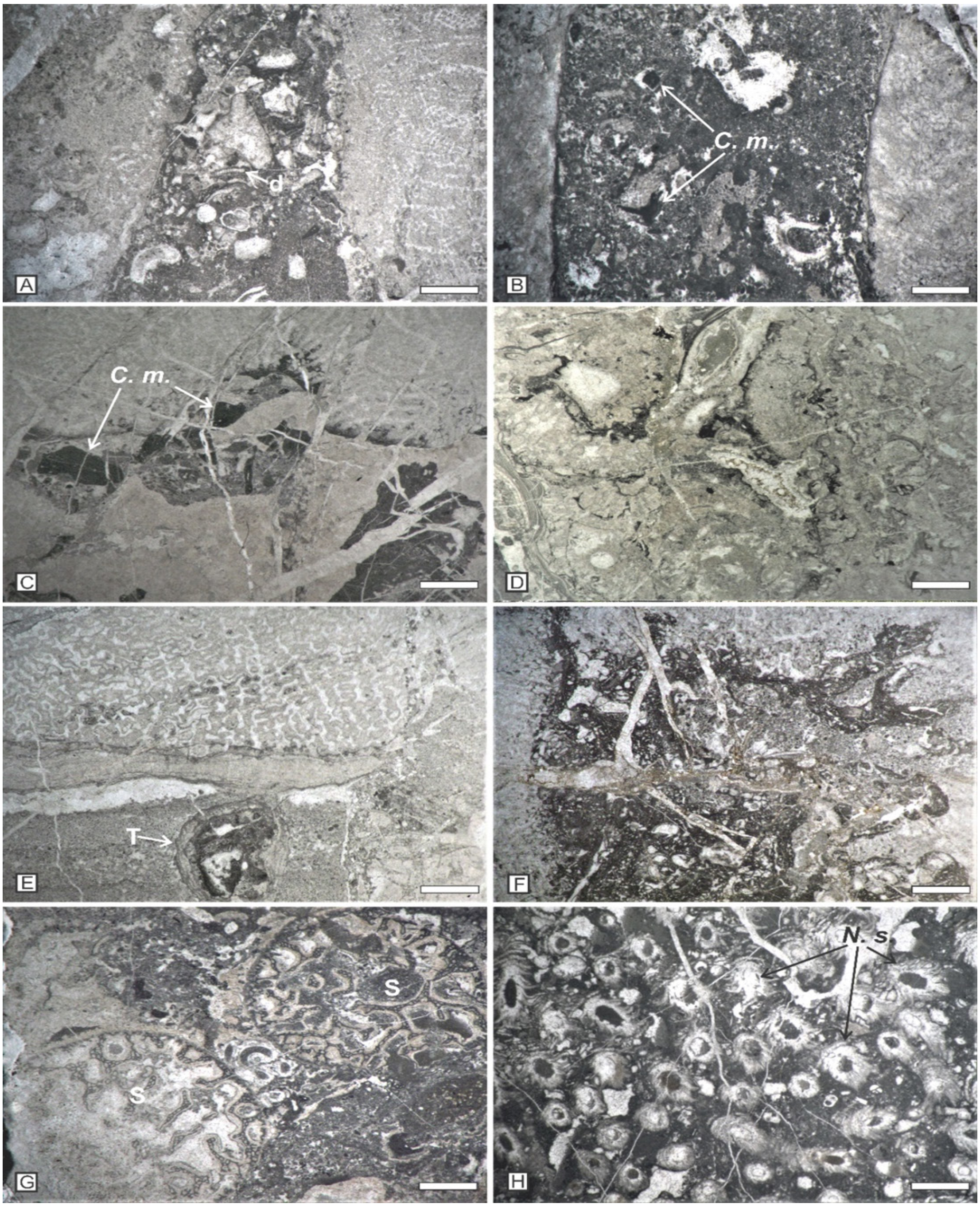


Figura 12. *[A-B – boundstone cu sediment intern wackestone, cu Crescentiella morronensis (C. m.) şi alge dasycladale (d); C-F – boundstone coraligen-microbial cu Crescentiella morronensis (C. m.) şi structuri microbiale trombolitice (T); G – boundstone cu spongieri (S); H – boundstone algal cu Neoteutloporella socialis (N. s.). Profile geologice: A - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; B - Vlăduşca, Masivul Piatra Craiului; C – Tâmpa, Masivul Postăvaru; D – Muchia Cheii, Masivul Postăvaru; E – Masivul Piatra Mare, olistolitele de la Valea Gârcinului; F - Masivul Piatra Mare, Tamina; G – Masivul Postăvaru, Drumul Roşu; H – Masivul Postăvaru, Groapa Dracului. Eşantioane: A - 573; B - 156; C - 2583; D - 2558; E - 3173; F - 3611; G - 271; H - 250. Scara: 2 mm] (după Mircescu et al., 2022, 2023, cu modificări).*

Bioclastele prezintă înveliş micritic (Fig. 13C). Peloidele au dimensiunea medie de 25 de microni şi formează concentrări frecvente sub forma unor cuiburi. Apar asociate cu intraclaste micritice subangulare sau bine rotunjite care provin din noduli de cyanobacterii. Galeții negri au dimensiuni milimetrice la centimetrice şi sunt formați predominant din cyanobacterii de tip Rivulariaceu, alge dasycladale sau corali care sunt pigmentați cu materie organică (Fig. 13B, D). Acest facies conține şi pigmentări cu oxizi şi hidroxizi de fier. Golurile sunt umplute cu sediment fin şi sunt bordate de ciment de tip dog-tooth (Fig. 13H) (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2019).

AF 7 (Asociația de facies 7): packstone-grainstone peloidal-bioclastic cu galeți negri

Această asociație de facies a fost identificată în Masivul Postăvaru. Bioclastele sunt reprezentate prin noduli de cyanobacterii, foraminifere [*Charentia evoluta*, *Coscinoconus alpinus*, *C. campanellus* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *C. delphinensis* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *C. elongatus*, *C. sagittarius* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *C. chiocchini* (MANCINELLI & COCCIA), *Frentzenella involuta*, *Protopeneroplis ultragranulata* GORBATCHIK], gastropode, fragmente de corali, plăcuțe scheletice de echinoderme, alge dasycladale (*Campbeliella striata*, *Salpingoporella pygmaea*, *Pseudotrinocladus piae* DRAGASTAN), organisme incrustante (Fig. 13F-G). Se dezvoltă cortexuri micritice în jurul nodulilor de cyanobacterii. Ooidele sunt rare iar nucleul lor este parțial micritizat. Apar contacte punctiforme sau tangnețiale. Fragmentele de corali sunt micritizate iar galeții negri au dimensiuni milimetrice la submilimetrice (Mircescu et al., 2022).

AF 8 (Asociația de facies 8): grainstone ooidic-bioclastic

Acest tip de facies este prezent în toate zonele studiate. Nu au fost identificate subtipuri ale acestei asociații. Nucleul ooidelor este alcătuit fie din fragmente de ooide sau din organisme incrustante respectiv alte bioclaste (foraminifere, plăcuțe scheletice de echinoderme, gastropode) (Fig. 14A). În unele cazuri nucleul ooidelor poate să fie micritizat sau să fie alcătuit din ooide milimetrice sudate (Fig. 14A). De cele mai multe ori aceste granule prezintă o microstructură tangențială. Structurile radiar-concentrice sunt mai rare. Cortexul ooidelor este parțial micritizat (Fig. 14A) iar aceste granule sunt deseori fragmentate şi regenerate. Mai pot să fie prezente granule cu înveliş, cu nucleu alcătuit din fragmente de cyanobacterii. Structurile de tip micro-firmground sunt frecvente iar contactul dintre ooide este tangențial. Sortarea este moderată iar unele granule sunt bine rotunjite (Mircescu, 2018; Mircescu et al. 2022, 2023).

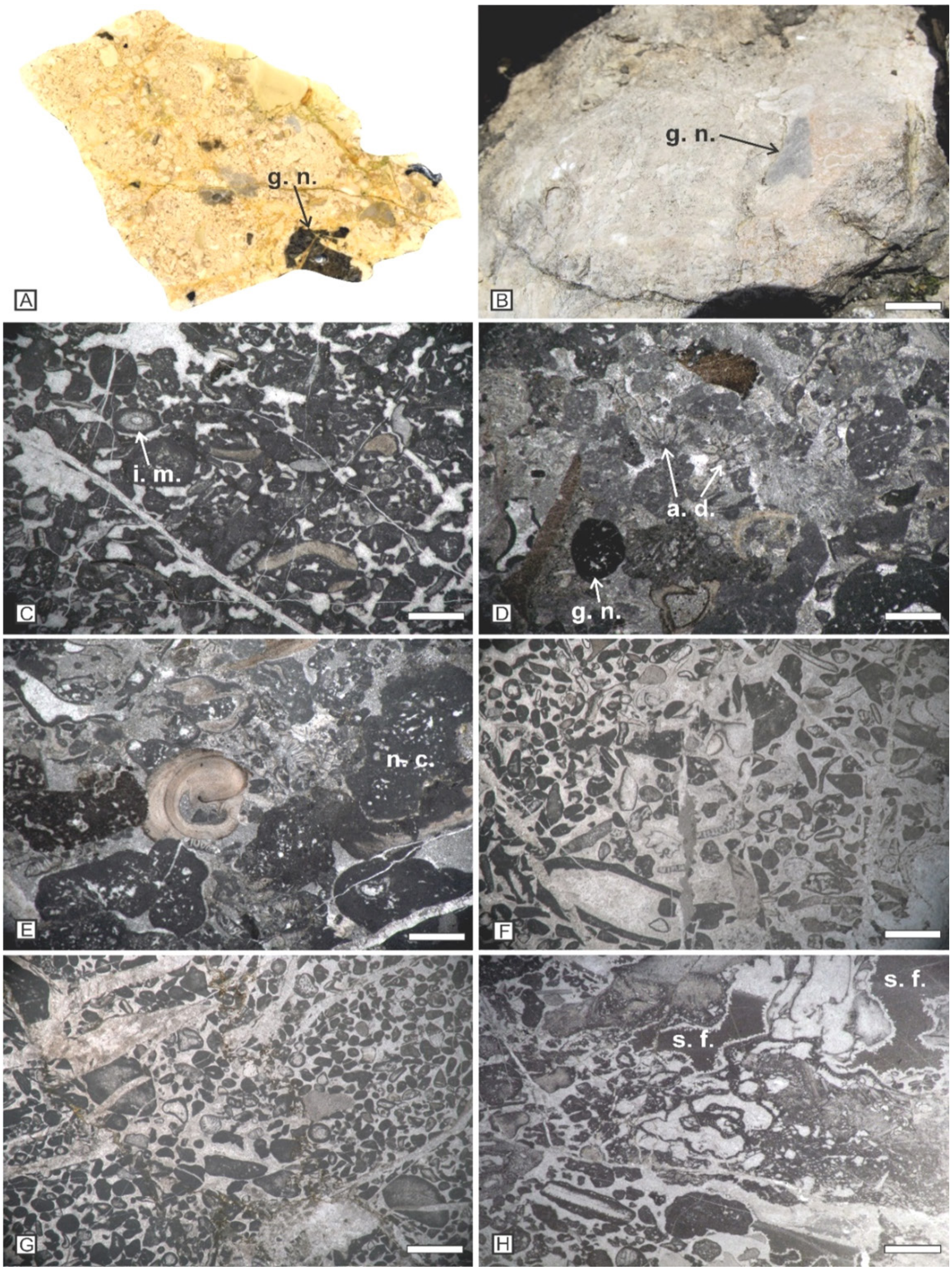


Figura 13. *[A-B - grainstone grosier bioclastic cu galeți negri; C-E - grainstone grosier bioclastic intraclastic cu alge dasycladale (a.d.) (Aloisalthella sulcata), noduli de cyanobacterii (n. c.) şi galeți negri (g. n.). În jurul fragmentelor de alge dasycladale (Salpingoporella pygmaea) se dezvoltă învelişuri micritice (i. m.). ; F-G - grainstone peloidal bioclastic cu sortare medie spre bună; H – grainstone bioclastic intraclastic cu noduli de cyanobacterii. Golurile sunt umplute cu sediment fin (s. f.). Profile geologice: A-E - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; F-G - Dealul Şprenghiu, Masivul Postăvaru; H - Coada Pietrei Mari, Masivul Piatra Mare. Eşantioane: A - 573; B - 156; C - 630; D-E - 629; F - 2417; G - 2415; H - 3240 c. Scara: 2 mm] (după Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2023, cu modificări)*

AF 9 (Asociația de facies 9): wackestone-packstone cu trecere la floatstone cu fosile întregi

Subtipuri: Masivul Postăvaru – wackestone cu alge dasycladale; Masivul Piatra Craiului - wackestone-floatstone cu alge dasycladale şi corali, wackestone cu alge dasycladale şi gastropode, wackestone cu foraminifere şi structuri microbiale, floatstone-bindstone cu pături microbiale şi cyanobacterii; Masivul Piatra Mare - wackestone-packstone peloidal bioclastic intraclastic (Fig. 14B) (Mircescu, 2018; Mircescu et al. 2019; Mircescu et al., 2022, 2023).

Este un facies fin din punct de vedere granulometric care conține gastropode (Fig. 14B) şi bivalve cu cochilie groasă. Sedimentul intern care umple camerele gastropodelor conține foraminifere, gastropode mai mici (Fig. 14B), cochilii de bivalve şi cyanobacterii. Cyanobacteriile pot să fie recristalizate (Fig. 14G). Alte bioclaste sunt reprezentate prin corali, alge dasycladale [*Aloisalthella sulcata*, *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOIČIĆ, *Pseudocymopolia jurassica* (DRAGASTAN), *Salpingoporella praturlonii* (DRAGASTAN), *Selliporella neocomiensis* (RADOIČIĆ), foraminifere [*Coscinoconus cherchiae* (ARNAUD-VANNEAU ET AL.), *Coscinoconus sagittarius*, *Mouladella jourdanensis* (FOURY & MOULLADE), *Protopeneroplis ultragranulata* GORBATCHIK, *Pseudocyclammina lituus* (YOKOYAMA), *Pseudolituonella gavonensis* (FOURY), *Pseudotextulariella courtionensis* BRÖNNIMANN], noduli de cyanobacterii. Diversitatea biotică este relativ ridicată şi cuprinde în special noduli de cyanobacterii, alge dasycladale, gastropode şi bivalve. Intraclastele sunt bine rotunjite şi provin din noduli de cyanobacterii (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2019).

AF 10 (Asociația de facies 10): grainstone ooidic-oncoidic cu noduli de cyanobacterii şi ciment de menisc

Subtipuri: Masivul Postăvaru – grainstone ooidic-oncoidic; Masivul Piatra Mare – grainstone ooidic-bioclastic; Masivul Piatra Craiului – grainstone cu ooide regenerate. Principalele tipuri de bioclaste sunt nodulii de cyanobacterii alături de care apar rare bivalve, gastropode şi foraminifere. Nucleul ooidelor este alcătuit din cyanobacterii, alge dasycladale sau fragmente de ooide rupte (Fig. 14C). Ooidele pot să fie uneori complet micritizate (Fig. 14C). Există situații în care se formează ooide agregate care prezintă şi borduri micritice. Unele pisoide au nucleul alcătuit din cyanobacterii de tip Rivulariaceu. Ooidele cu microstructură tangențială prezintă semne de perforații algal-microbiale şi au lamine micritice care uneori sunt uşor discontinue. Cimentul de menisc este foarte abundent (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022).

AF 11 (Asociația de facies 11): wackestone-packstone cu trecere la grainstone fenestrat cu noduli de cyanobacterii şi ciment de menisc

Subtipuri: Masivul Piatra Mare - wackestone-packstone fenestrat cu noduli de cyanobacterii; Masivul Postăvaru – wackestone-packstone fenestrat brecifiat; packstone peloidal fenestrat cu ciment de menisc; Masivul Piatra Craiului - wackestone cu structuri laminoid fenestrale (Fig. 14D), wackestone fenestrat, wackestone peloidal fenestrat, packstone-grainstone peloidal fenestrat, wackestone-packstone fenestrat brecifiat, packstone peloidal fenestrat cu ciment de menisc, wackestone-packstone peloidal fenestrat cu noduli de cyanobacterii (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022).

Conține bivalve, alge dasycladale (*Salpingoporella annulata*), gastropode, foraminifere (*Coscinoconus alpinus*) şi noduli de cyanobacterii. Unele structuri fenestrale conțin sediment geopetal şi formează structuri laminoid fenestrale (Fig. 14D). Între fenestre se dispun şiruri succesive de micropeloide şi benzi alternante compuse din micrit de origine microbiană (Fig. 14D). Este un facies puternic brecifiat şi diaclazat. Unele fenestre sunt dispuse haotic şi sunt umplute cu sparit. Structurile fenestrale variază în dimensiune de la 10 microni la 3 milimetri. Sistemele de fenestre paralele sunt umplute cu sparit granular sau microgranular (Fig. 14D). Sedimentul geopetal este comun. Alte fenestre pot să conțină două generații de ciment sau ciment microstalactitic. Peloidele şi micropeloidele sunt foarte bine sortate şi sunt dispuse sub formă de lamine foarte subțiri între seturile de fenestre paralele. Cyanobacteriile de tip Rivulariaceu sunt foarte abundente. Intraclastele sunt angulare sau subangulare şi provin din cyanobacterii. Creşterea laterală a cyanobacteriilor duce la formarea unor structuri asemănătoare fenestrelor. Uneori, între peloide sau ooide micritizate (Fig. 14D) se formează ciment de menisc abundent. Golurile şi cavitățile sunt umplute cu sediment fin şi sunt bordate de ciment de tip dog-tooth. Păturile microbiale sunt abundente şi apar printre structurile laminoid fenestrale sau între laminele compuse din peloide (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022).

AF 12 (Asociația de facies 12): mudstone-wackestone cu vadoide, rizolite şi crăpături de uscare

Subtipuri: Masivul Piatra Craiului – mudstone-wackestone cu rizolite; Masivul Postăvaru – wackestone cu vadoide şi crăpături de uscare. Faciesul conține vadoide prinse în sediment micritic. Acestea au dimensiuni de câțiva milimetri şi sunt alcătuite dintr-un nucleu bioclastic format din noduli de cyanobacterii. În jurul acestui nucleu

se dispun lamine concentrice cu grosimi de ordinul milimetrilor. Crăpăturile de uscare sunt dispuse vertical şi orizontal, au formă neregulată şi sunt umplute cu sparit, ciment fibros-radiaxial sau material foarte fin (Fig. 14F). Pe marginea lor se dispun cruste feruginoase (Fig. 14F). Alte goluri conțin sediment foarte fin şi sunt bordate de două generații de ciment. Sedimentul conține şi structuri fenestrale umplute cu sediment geopetal sau micrit fin. Apar structuri asemănătoare rizolitelor, formate dintr-un tub central şi ramificații adiacente (Fig. 14E). Mai sunt prezente şi microlamine de cyano-bacterii calcifiate în alternanță cu microlamine micritice (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022).

AF 13 (Asociația de facies 13): mudstone nefosilifer cu trecere la mudstone-wackestone fenestrat slab fosilifer

Subtipuri: Masivul Piatra Mare - mudstone omogen nefosilifer; Masivul Piatra Craiului: mudstone nefosilifer, mudstone cu rare ostracode şi noduli de cyanobacterii, mudstone-wackestone fenestrat, mudstone brecifiat (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022; Mircescu et al., 2023).

Roca este puternic fisurată şi dolomitizată. Apar frecvente brecifieri şi fracturări ale sedimentului. Zonele brecifiate sunt umplute cu sediment fin. Microfosilele sunt total absente sau foarte rare. Sunt reprezentate în principal prin ostracode, bivalve (Fig. 14H) şi noduli de cyanobacterii. Structurile fenestrale au dimensiuni de până la 2 mm şi sunt umplute cu sparit sau sediment geopetal (Fig. 14H). Există şi sisteme de fisuri şi fracturi paralele sau perpendiculare. Apar structuri de brecifiere şi intraclaste micritice de dimensiuni milimetrice (Fig. 14H). Pigmentările cu oxizi şi hidroxizi de fier sunt foarte comune (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022).

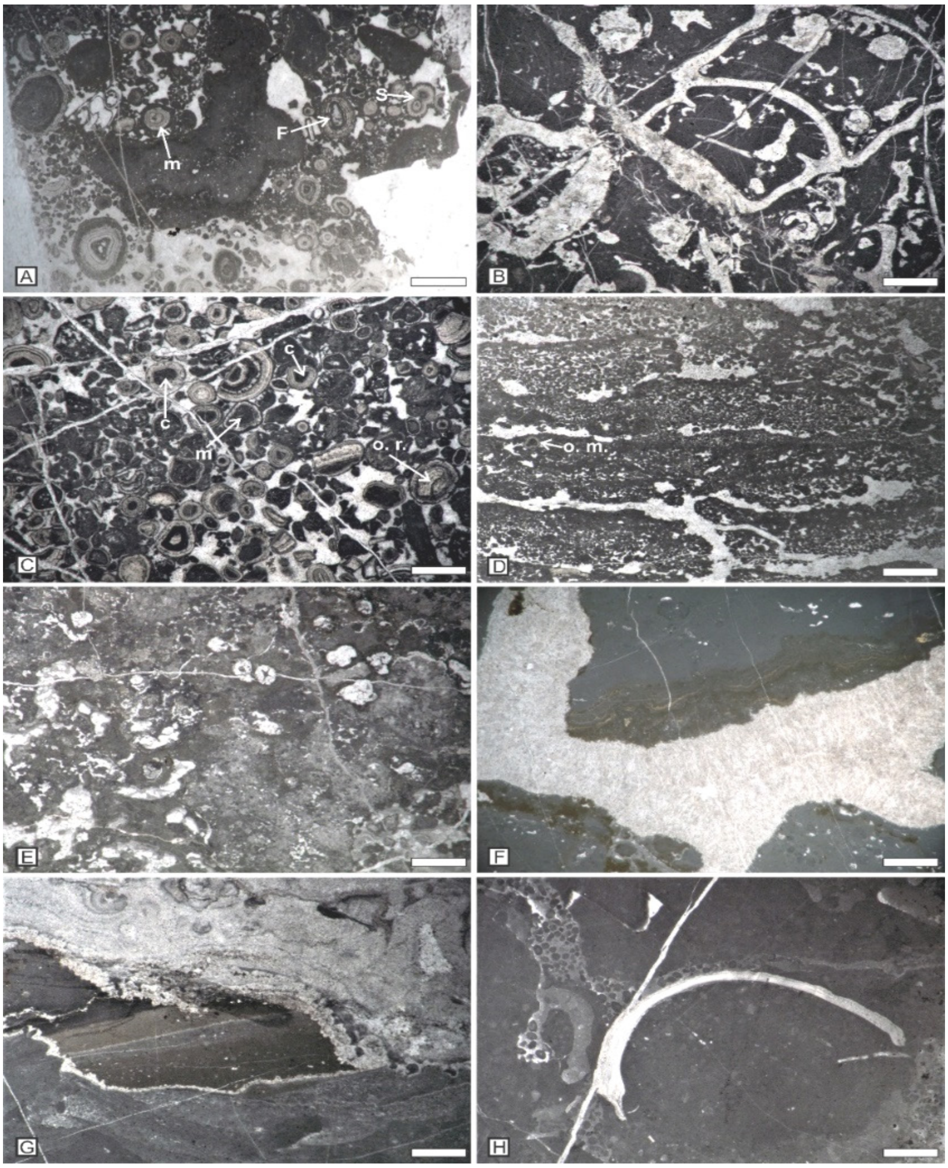


Figura 14. *[A - Grainstone ooidic bioclastic. Nucleul ooidelor este compus din foraminifere (F). Cortexul ooidelor este parțial micritizat (m) iar în alte cazuri pot să apară ooide sudate (S); B - Wackestone cu gastropode întregi. Sedimentul intern din camerele gastropodelor conține alte gastropode mai mici; C - Grainstone ooidic cu ooide regenerate şi noduli de cyanobacterii. Nucleul ooidelor este format din cyanobacterii (c) sau ooide rupte (o. r.). În unele cazuri ooidele sunt parțial micritizate (m); D - Wackestone cu structuri laminoid fenestrale, şiruri succesive de micropeloide şi micrit de origine microbiană. Conține şi rare ooide micritizate (o. m.); E - Wackestone cu rizolite; F - Wackestone cu crăpături de uscare. Umplutura acestora este constituită din sparit şi ciment fribros-radiaxial. Marginile sunt bordate de cruste feruginoase; G - Mudstone cu cyanobacterii recristalizate în care se mai poate observa fabric columnar inițial. Apar şi goluri umplute cu sediment fin; H - Mudstone-Wackestone cu cochilii de bivalve, rare structuri fenestrale şi intraclaste micritice submilimetrice. Profile geologice: A - Tamina, Masivul Piatra Mare; B-C - Padina Închisă-Drumul lui Lehmann. Masivul Piatra Craiului; D, G-H - Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase, Masivul Piatra Craiului; E - Vlăduşca, Masivul Piatra Craiului; F - Dealul Şprenghiu, Masivul Postăvaru. Eşantioane: A - 3597 b; B - 435; C - 490; D - 1352; E – 1483; F – 3 S; G - 1166; H - 1303 c. Scara: 2 mm] (după Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023, cu modificări).*

CAPITOLUL 6.
Distribuția microfosilelor identificate în calcarele de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior din partea de est a Platformei Carbonatice Getice

Ansamblul micropaleontologic este constituit din organisme incrustante (Fig. 15A-H) (*Calcistella jachenhausenensis*, *Crescentiella morronensis*, *Iberopora bodeuri*, *Koskinobulina socialis*, *Perturbatacrusta leini*, *Pseudorothpletzella schmidi* SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, *Radiomura cautica*, structuri de tip *Bacinella irregularis*, structuri de tip *Labes atramentosa*, structuri de tip *Lithocodium aggregatum*, *Taumathoporella parvovesiculifera*, *Troglotella incrustans* WERNLI & FOOKES), foraminifere (Fig. 16A-V) [*Anchispirocyclina lusitanica*, *Bramkampella arabica*, *Charentia evoluta*, *Frentzenella involuta*, *Labyrinthina mirabilis*, *Lituola baculiformis*, *Mohlerina basiliensis*, *Neokilianina rahonensis* (FOURY & VINCENT), *Parurgonina caelinensis* CUVILLIER ET AL., *Protopeneroplis striata*, *Rectocyclammina chouberti* HOTTINGER, *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE), *C. campanellus*, *C. chiocchini*, *C. delphinensis*, *C. elongatus*, *Everticyclammina kelleri* (HENSON), *E. praekelleri* BANNER & HIGHTON, *Freixialina planispiralis* RAMALHO, *Haplophragmoides joukowskyi*, *Meandrospira favrei*, *Mouladella jourdanensis*, *Montsalevia salevensis* (CHAROLLAIS, BROENNIMANN & ZANINETTI), *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD-VANNEAU & PEYBERNES], alge dasycladale (Fig. 17 A-V) [*Aloisalthella sulcata*, *Campbeliella striata*, *Griphoporella jurassica* ENDO, *Neoteutloporella socialis*, *Petrascula bursiformis*, *Salpingoporella annulata*, *S. pygmaea*, *Steinmanniporella kapelensis*, *Triploporella* cf. *remesi* (STEINMANN), *Clypeina loferensis* SCHLAGINTWEIT, DIENI & RADOIČIĆ, *Clypeina parasolkani*, *Pseudocymopolia jurassica*, *S. katzeri* CONRAD & RADOIČIĆ, *S. praturlonii*, *Selliporella neocomiensis*], spongieri calcaroşi (*Neuropora lusitanica* TERMIER, TERMIER & RAMALHO, *Thalamopora lusitanica* TERMIER) respectiv microfosile pelagice (Fig. 17W-*A′*) [*Cadosina fusca* WANNER, *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISCH, *Crassicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria intermedia* DURAND DELGA, *Crassicollaria massutiniana* COLOM, *Crassicollaria parvula* REMANE].

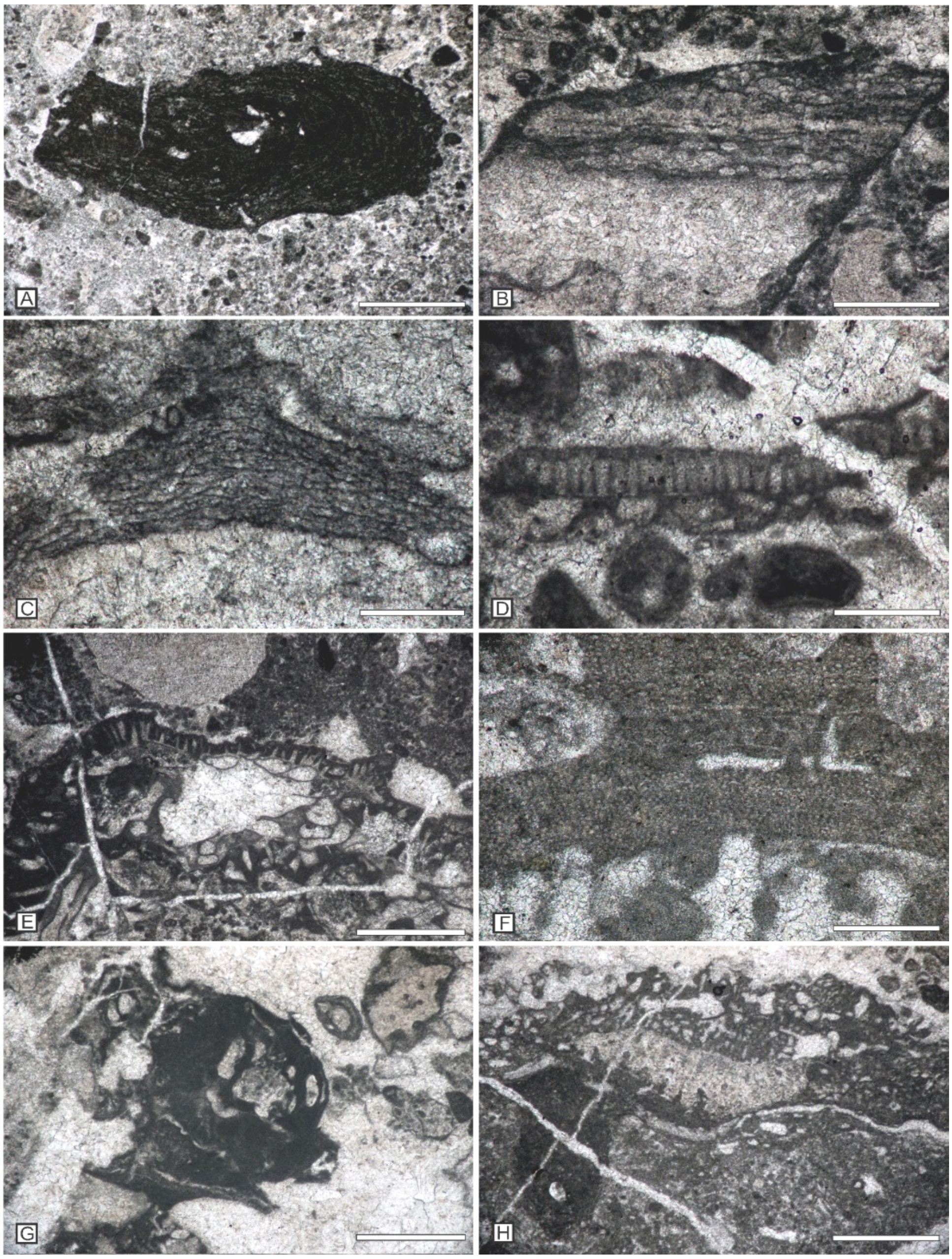


Figura 15. *Organisme incrustante identificate în depozitele carbonatice studiate (A - Crescentiella morronensis; B - Koskinobulina socialis; C - Iberopora bodeuri; D - Taumathoporella parvovesiculifera; E - structuri de tip Lithocodium aggregatum şi Troglotella incrustans; F - Iberopora bodeuri; G - Labes atramentosa; H - structuri de tip Lithocodium aggregatum şi Crescentiella morronensis. Secțiuni: A - Padina Închisă, Masivul Piatra Craiului; B, G-H - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; C-F - Groapa Dracului, Masivul Postăvaru. Eşantioane: A - 69; B - 599; C - 66; D - 79; E-F - 95; G - 590; H - 582. Scara: 0,50 mm) (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

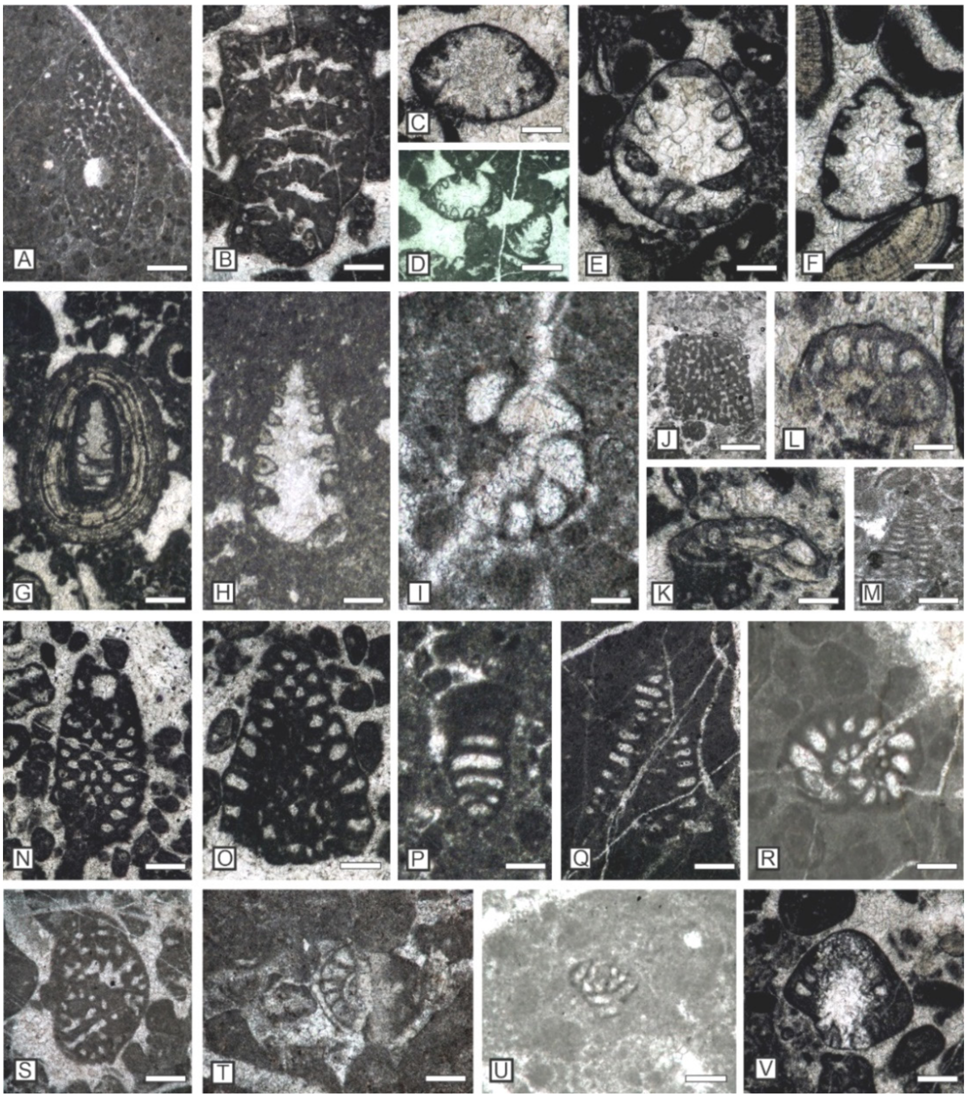


Figura 16. *Foraminifere identificate în depozitele carbonatice studiate (A - Anchispirocyclina lusitanica; B - Bramkampella arabica; C - Coscinoconus alpinus; D - Coscinoconus delphinensis; E - Coscinoconus campanellus; F - Coscinoconus cherchiae; G - Coscinoconus elongatus;; H - Coscinoconus sagittarius; I - Haplophragmoides joukowskyi; J - Labyrinthina mirabilis; K-L - Mohlerina basiliensis; M - Montsalevia salevensis; N-O - Neokilianina rahonensis; P - Pseudolituonella gavonensis; Q - Parurgonina caelinensis; R - Freixialina planispiralis; S - Pseudotextulariella courtionensis; T - Protopeneroplis ultragranulata; U - Meandrospira favrei; V - Freixialina planispiralis. Secțiuni: A - Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase, Masivul Piatra Craiului; B - Padina Popii, Masivul Piatra Craiului; C - Coada Pietrei Mari, Masivul Piatra Mare; D - Tâmpa, Masivul Postăvaru; E, L - Trei Fetițe-Cabana Postăvaru, Masivul Postăvaru; F-G - Tamina, Masivul Piatra Mare; H - olistolitele de la Cabana Piatra Mare, Masivul Piatra Mare; I - Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Masivul Piatra Craiului; J - Padina Lăncii, Masivul Piatra Craiului; K - Bunloc Est, Masivul Postăvaru; M - Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase, Masivul Piatra Craiului: N-O, Q - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; P - olistolitele de la Cabana Piatra Mare, Masivul Piatra Mare; R - Poiana Cristianului, Masivul Postăvaru; S, T - Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Masivul Piatra Craiului; U - Pietrele lui Solomon, Masivul Postăvaru; V - Cheile Baciului, Masivul Piatra Mare. Eşantioane: A - 1492; B - 92; C - 3240 c; D - 2616; E - 3104; F - 3600 b; G - 3597 b; H - 3266; I, S - 464; J - 743; K - 3061; L - 2966; M - 1004; N - O – 633; P - 3261; Q - 652; R - 2241; T - 1121; U - 2372; V - 2948. Scara: A-H, N-O, Q, S-T, V - 0,25 mm; I, U - 0, 05 mm; J - 2 mm; K-L - 0, 5 mm; M, P-R - 0, 15 mm) (după Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023, cu modificări).*

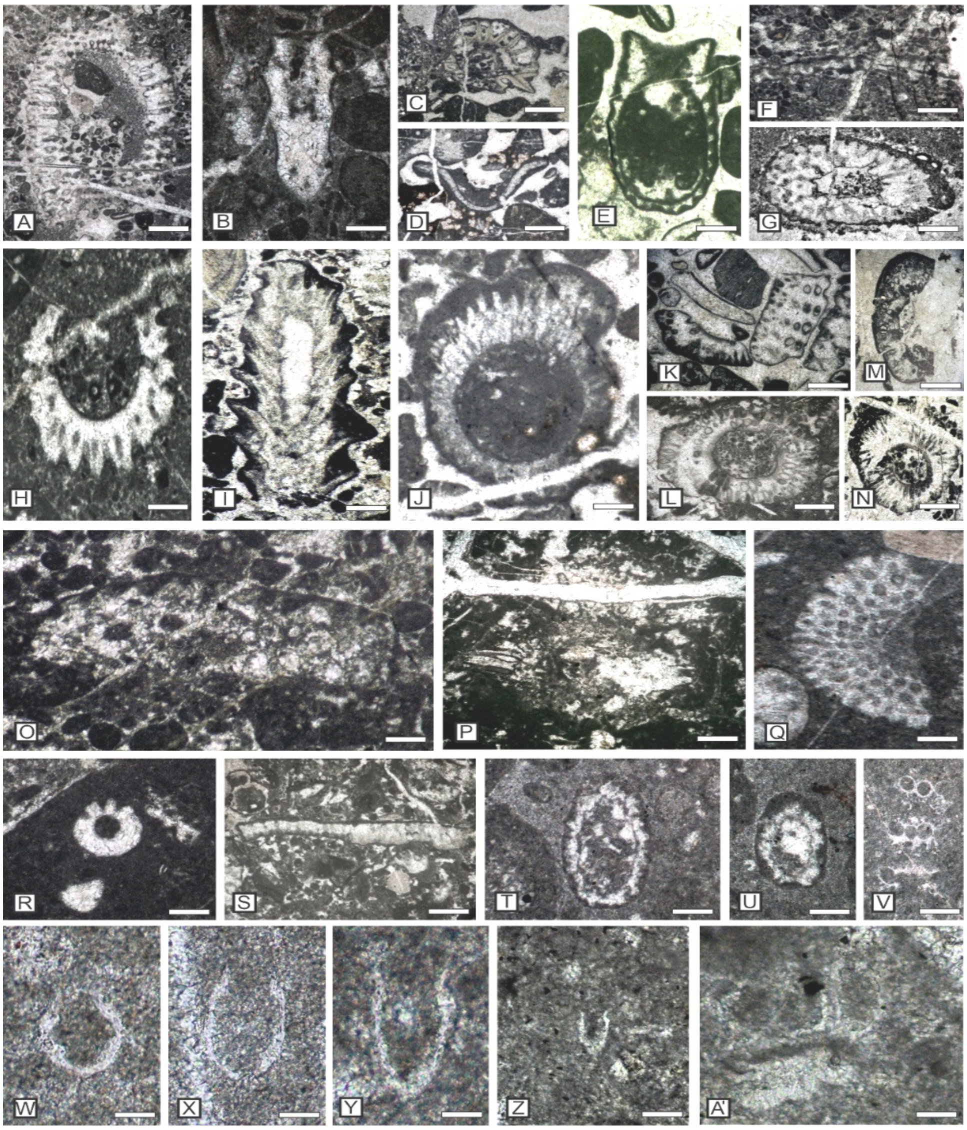


Figura 17. *Alge dasycladale şi microorganisme pelagice identificate în depozitele carbonatice studiate (A - Triploporella* cf. *remesi; B - Clypeina parasolkani; C - Aloisalthella sulcata; D-E - Campbeliella striata; F - Griphoporella jurassica; G - Steinmanniporella kapelensis; H - Salpingoporella pygmaea; I-J - Neoteutloporella socialis; K-N, S - Petrascula bursiformis; O-P - Selliporella neocomiensis; Q - Pseudocymopolia jurassica; R - Salpingoporella annulata; T-U - Salpingoporella katzeri; V - Clypeina loferensis; W - Calpionella alpina; X - Calpionella eliptica; Y - Crassicollaria parvula; Z - Crassicollaria intermedia; A´ - Crassicollaria massutiniana Secțiuni: A - Groapa Dracului, Masivul Postăvaru; B, Q - Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Masivul Piatra Craiului; ; C - Coada Pietrei Mari, Masivul Piatra Mare; D - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; E - Dealul Şprenghiu, Masivul Postăvaru; F, Z, A′ - Groapa Dracului, Masivul Postăvaru; G - Groapa de Aur, Masivul Postăvaru; H - Valea Cetății, Masivul Postăvaru; I-N - Muchia Cheii-Vârful Postăvaru, Masivul Postăvaru; J - Zaplaz-Lanțuri, Masivul Piatra Craiului; K - Poiana Secuilor-Trei Fetițe, Masivul Postăvaru; L, S - Padina Lăncii, Masivul Piatra Craiului; M, X - Bunloc Vest, Masivul Piatra Mare; O - Piatra Scrisă, Masivul Postăvaru; P - Pietrele lui Solomon, Masivul Postăvaru; R - olistolitele de la Cabana Piatra Mare; T-V - Vlăduşca, Masivul Piatra Craiului; W, Y - Bunloc Est. Eşantioane: A - 491; B - 464; C - 3240; D, J - 630; E - 2415; F - 41; G-H - 2284; I - 2254; K - 3040; L, S - 721; M, X - 2988; N - 2541; O - 3194; P - 2398; Q - 1121; R - 3261; T-U - 1550; V - 1492; W - 2971; Y - 2966; Z - 101; A′ - 85. Scări: A-F, H, O-V: 0,25 mm; G, J-N, R-S: 0,5 mm; W-A′ – 0,03 mm) (după Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2022, 2023, cu modificări).*

6.1 Masivul Piatra Craiului

O schemă sintetică a succesiunii carbonatice din Masivul Piatra Craiului este ilustrată în Fig. 18. Grosimea succesiunii carbonatice este de 930 m (Mircescu et al. 2016; Mircescu, 2018). Un prim nivel cu alge dasycladale (*Petrascula bursiformis*) apare la 30 m grosime stratigrafică. Întreg intervalul cuprins între 90 m şi 300 m este marcat de apariția sporadică a unor foraminifere (*Coscinoconus alpinus*, *Mohlerina basiliensis*) (Fig. 18). Vârsta acestui interval este Kimmeridgian–Tithonian inferior. Între 300 şi 340 m grosime stratigrafică a fost identificat un nivel de calcare bioclastice, de vârstă Tithonian inferior, ce conține galeți negri, foraminifere (*Coscinoconus alpinus*, *Mohlerina basiliensis*, *Redmondoides lugeoni*, *Neokilianina rahonensis*, *Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Everticyclammina praekelleri*, *Bramkampella arabica*) şi alge dasycladale (*Salpingoporella pygmaea*, *Aloisalthella sulcata*, *Campbeliella striata*, *Neoteutloporella socialis*, *Steinmanniporella kapelensis*) (Fig. 18) (Mircescu et al. 2016). Un alt nivel important se găseşte la grosimea medie de 510 m, în intervalul Tithonian superior–Berriasian inferior. Acesta conține alge dasycladale (*Clypeina parasolkani*, *Salpingoporella annulata*, *S. katzeri*) şi foraminifere (*Anchispirocyclina lusitanica*, *Pseudotextulariella courtionensis*) (Fig. 18). *Selliporella neocomiensis* apare la 690 m grosime (Berriasian inferior). Ultimul nivel important este cuprins între 810 şi 815 m grosime medie. Are vârsta Berriasian superior–?Valanginian bazal şi conține alge dasycladale (*Pseudocymopolia jurassica*, *Salpingoporella praturlonii*) respectiv foraminifere (*Coscinoconus cherchiae*, *C. campanellus*, *Everticyclammina kelleri*, *Montsalevia salevensis*, *Mouladella jourdanensis*, *Nautiloculina brönnimanni*, *Pfenderina neocomiensis*) (Mircescu et al., 2019) (Fig. 18).

6.2 Masivul Postăvaru

Depozite calcaroase de vârstă Kimmeridgian–Tithonian superior sunt prezente în primii 720 m grosime din secțiunea Groapa Dracului (Fig. 19). Acest interval a fost definit pe baza unei asociații de microfosile care conține foraminifere (*Frentzenella involuta*, *Charentia evoluta*, *Mohlerina basiliensis*), alge dasycladale (*Aloisalthella sulcata*, *Salpingoporella pygmaea*, *Neoteutloporella socialis*, *Petrascula bursiformis*) şi microfosile pelagice (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria massutiniana*, *Cadosina fusca*) (Mircescu et al., 2022, 2023).

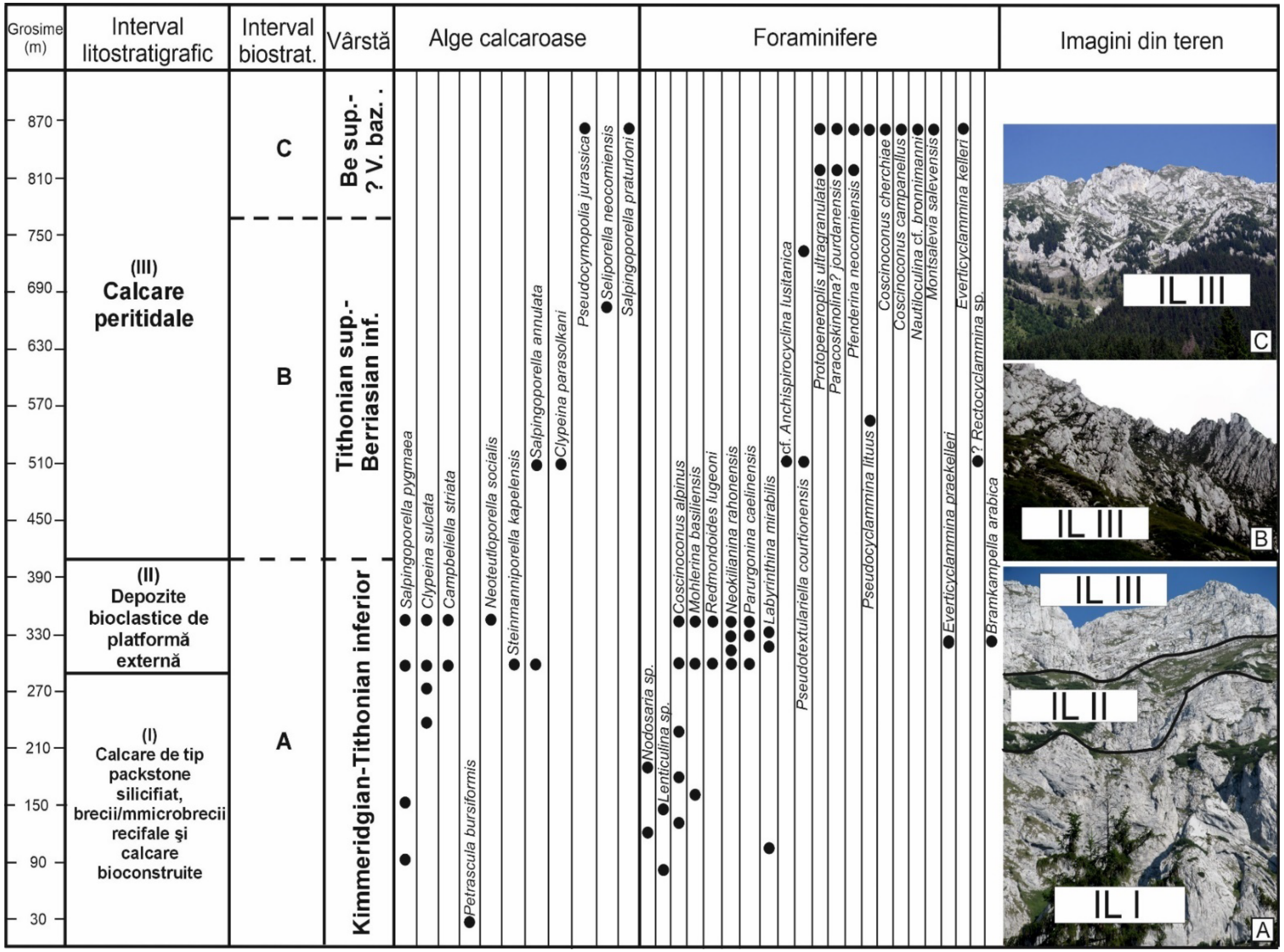


Figura 18. *Schemă sintetică ce cuprinde grosimea depozitelor carbonatice din Masivul Piatra Craiului, distribuția microfosilelor, vârsta şi litostratigrafia acestora respectiv imagini ale aflorimentelor (A – calcare masive şi stratificate corespunzătoare intervalelor litostratigrafice I-III; B - calcare stratificate în bancuri şi strate decimetrice caracteristice pentru intervalul litostratigrafic III; C - calcare peritidale din intervalul litostratigrafic III care aflorează pe versantul estic al Masivului Piatra Craiului; IL I – intervalul litostratigrafic I; IL II – intervalul litostratigrafic II; IL III – intervalul litostratigrafic III) (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

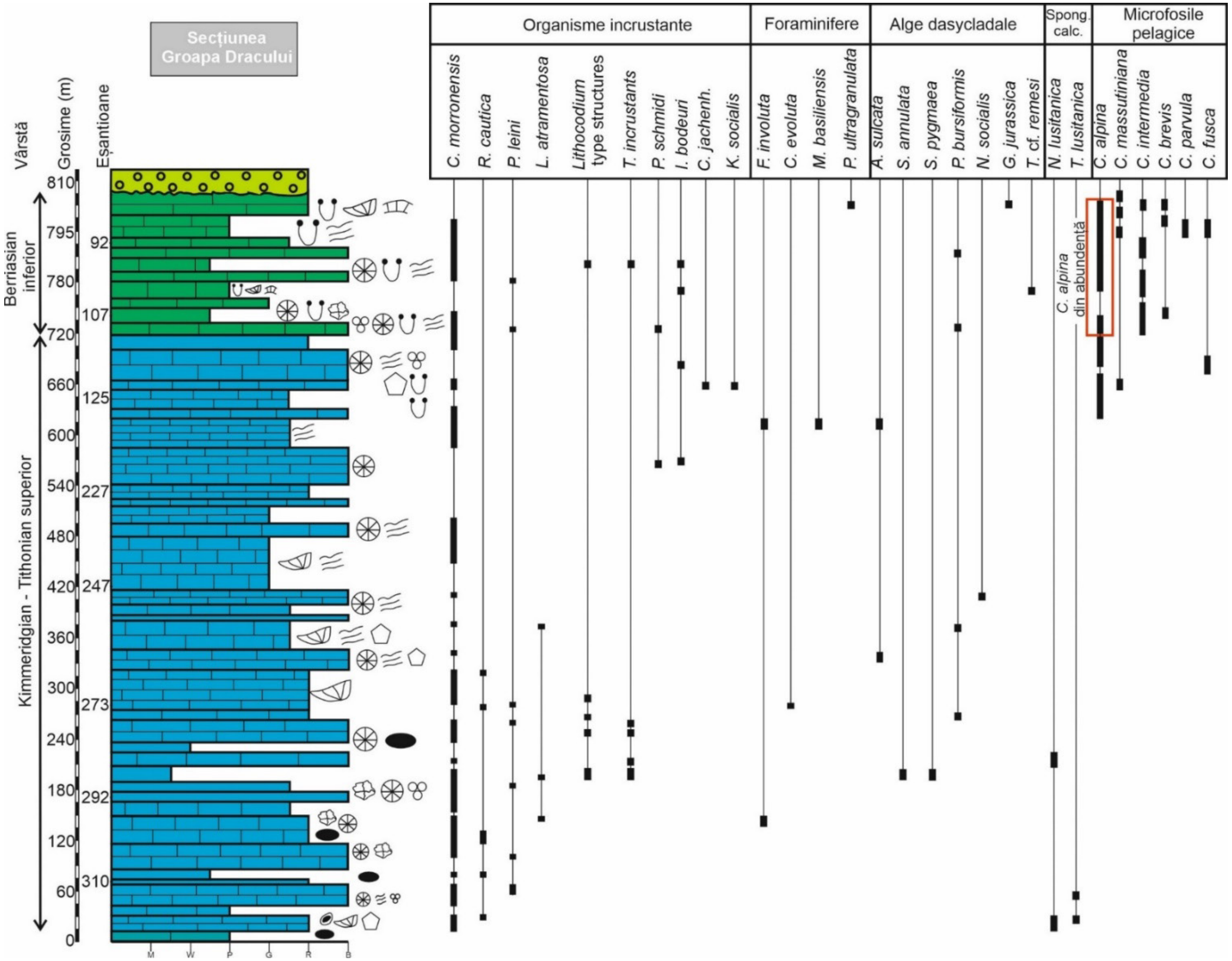


Figura 19. *Coloană stratigrafică a succesiunii carbonatice de vârstă Kimmeridgian–Berriasian din Masivul Postăvaru, secțiunea Groapa Dracului. Este indicată şi distribuția principalelor microfosile. Legenda se găseşte în Figura 27 (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

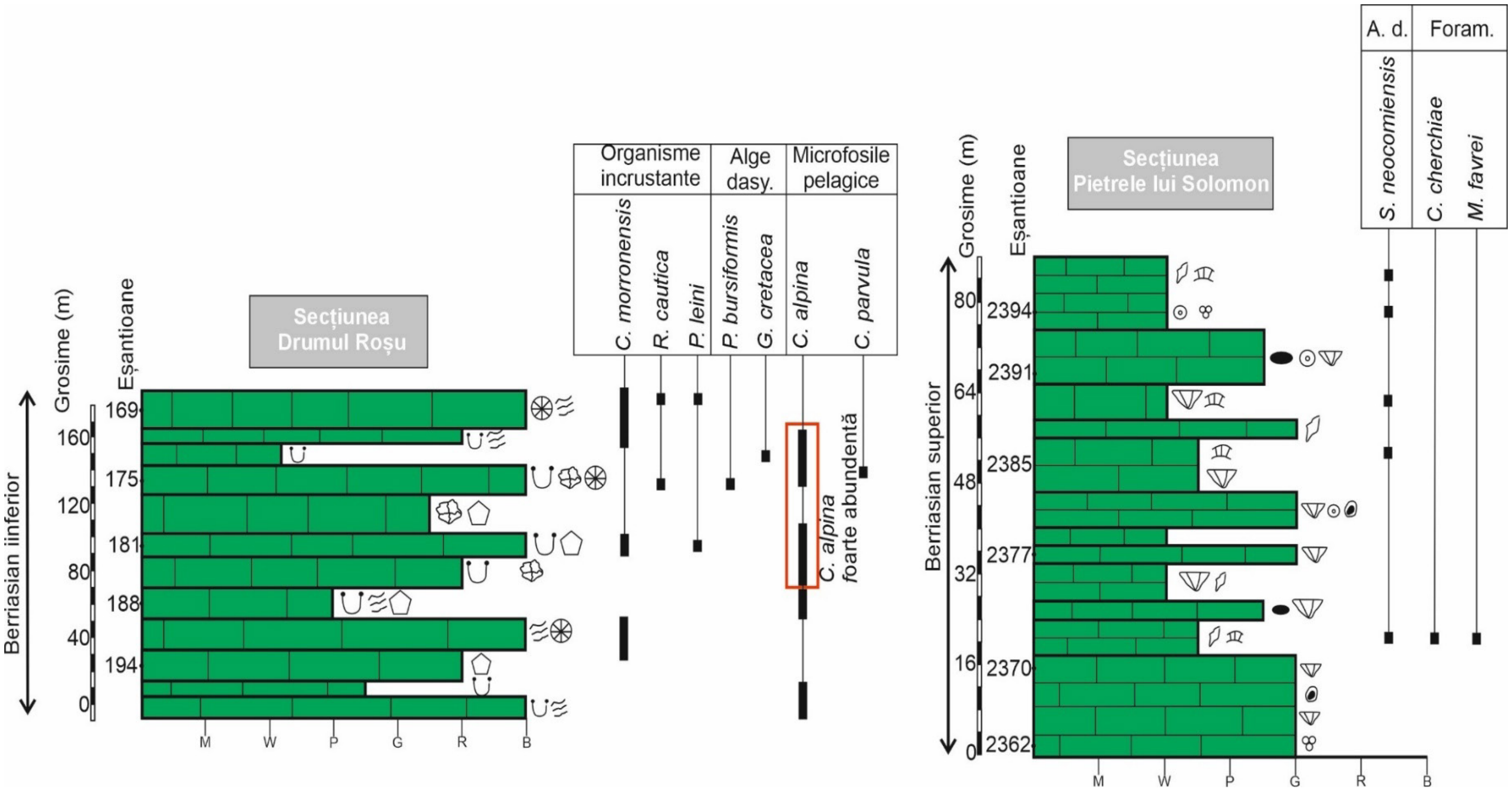


Figura 20. *Coloană stratigrafică a succesiunii carbonatice de vârstă Berriasian din Masivul Postăvaru, secțiunile Drumul Roşu şi Pietrele lui Solomon. Este indicată şi distribuția principalelor microfosile. Legenda se găseşte în Figura 27 (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

Părțile terminale ale secțiunilor Groapa Dracului (720-810 m grosime) şi Drumul Roşu (400-600 m) sunt constituite din depozite carbonatice de vârstă Berriasian inferior (Fig. 19-20). În secțiunea Groapa Dracului a fost identificată o asociație de microfosile alcătuită din microfosile pelagice (*Calpionella alpina*, *Crassicollaria brevis*, *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria massutiniana, Crassicollaria parvula*). *Calpionella alpina* înregistrează o frecvență foarte ridicată atât în secțiunea Groapa Dracului cât şi în secțiunea Drumul Roşu (Fig. 19-20). Alte microfosile pelagice (*Crassicollaria brevis*, *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria massutiniana*) sunt fie prezente în proporții mai mici (Groapa Dracului) sau sunt complet absente (Drumul Roşu). Secțiunea tip pentru intervalul Tithonian superior–Berriasian inferior este foarte bine deschisă în partea nordică a Masivului Postăvaru, la Dealul Şprenghiu (Braşov, Cartierul Bartolomeu) (Fig. 21).

Asociația de microfosile care defineşte acest interval este constituită din alge calcaroase (*Aloisalthella sulcata*, *Pseudotrinocladus piae*, *Salpingoporella annulata*, *S. pygmaea*) şi foraminifere (*Coscinocnus alpinus*, *C. campanellus*, *C. delphinensis*, *C. elongatus*, *C. sagittarius*, *Protopeneroplis ultragranulata*). Calcare de vârstă Berriasian superior au fost identificate în secțiunea Pietrele lui Solomon (Fig. 20). Vârsta acestora a fost datată pe baza unor specii de foraminifere (*Meandrospira favrei*) respectiv alge dasycladale (*Selliporella neocomiensis*) (Mircescu et al., 2022, 2023).

6.3 Masivul Piatra Mare

Calpionella alpina şi *Crassicollaria parvula* sunt frecvente în secțiunile Bunloc Est şi Bunloc Vest. Partea superioară a secțiunii Bunloc Vest (peste 296 m grosime stratigrafică) conține foraminifere (*Coscinoconus campanellus*, *Protopeneroplis ultragranulata*) şi unele microfosile pelagice (*Calpionella elliptica*) (Fig. 22). În secțiunea Coada Pietrei Mari au fost identificate foraminifere şi alge dasycladale. Prima ocurență a speciei *Selliporella neocomiensis* se înregistrează la 26 m grosime, în zona Piatra Scrisă (Fig. 23). Partea inferioară a olistolitelor de la Cabana Piatra Mare conține o asociație de microfosile alcătuită din alge dasycladale (*Clypeina parasolkani*, *Salpingoporella annulata*) şi foraminifere (*Pseudolituonella gavonensis*) (Fig. 23). De asemenea, *Coscinoconus cherchiae* şi *C. sagittarius* sunt prezente în partea superioară a secțiunilor Tamina respectiv Cabana Piatra Mare (Mircescu et al., 2023) (Fig. 23).

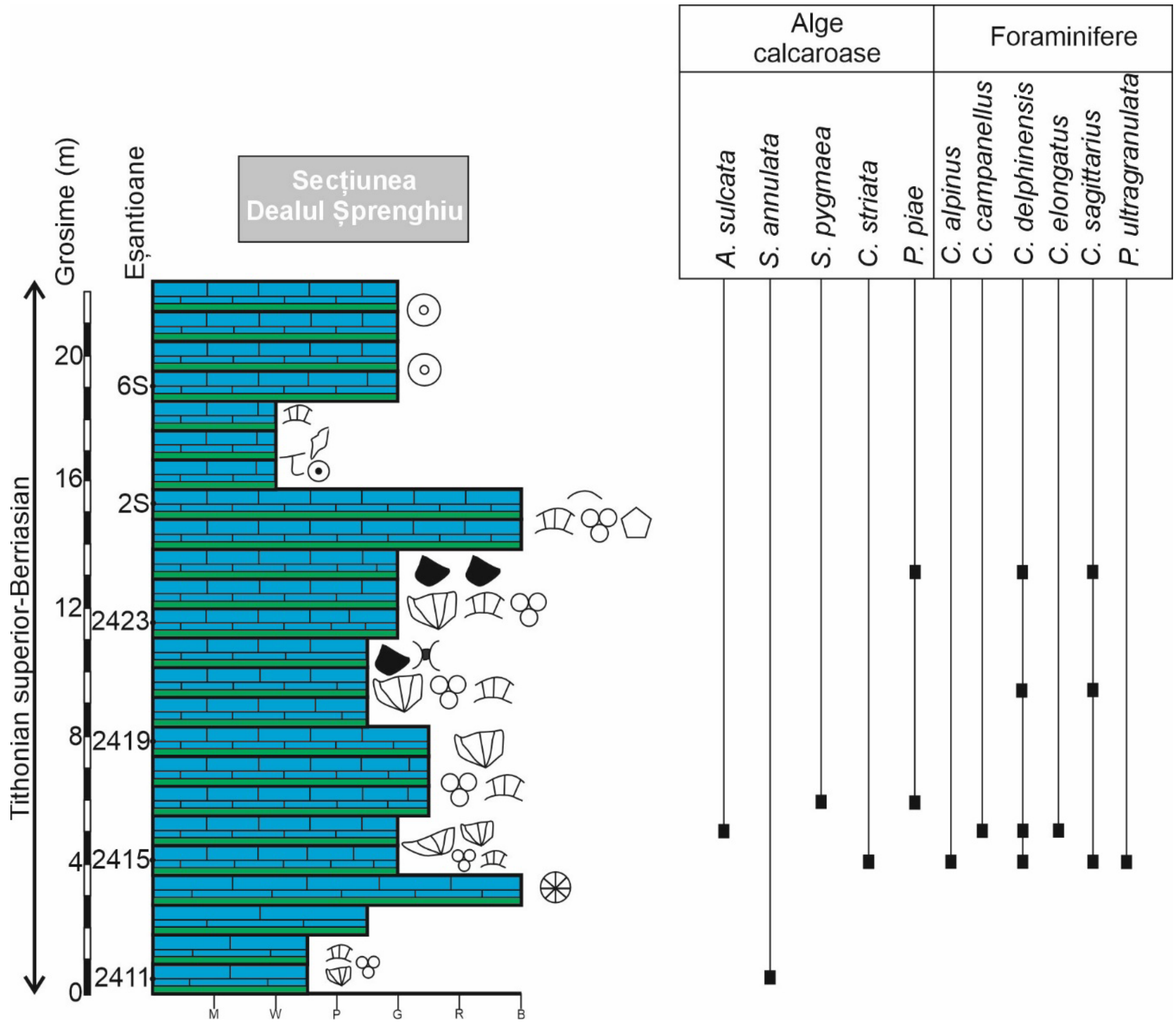


Figura 21. *Coloană stratigrafică a succesiunii carbonatice de vârstă Tithonian superior–Berriasian din Masivul Postăvaru, secțiunea Dealul Şprenghiu. Este indicată şi distribuția principalelor microfosile. Legenda se găseşte în Figura 27 (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

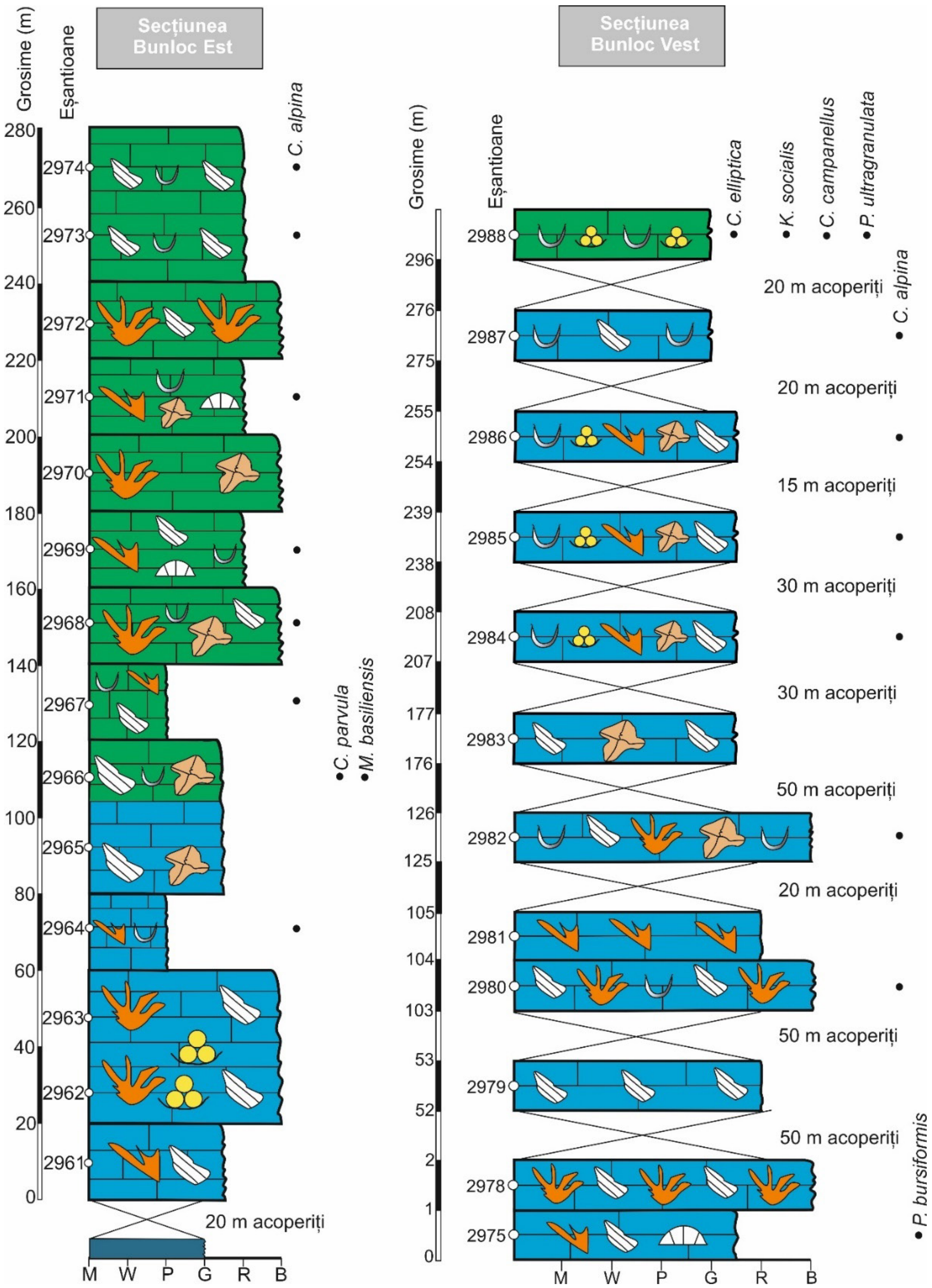


Figura 22. *Coloană stratigrafică a succesiunii carbonatice de vârstă Tithonian–Berriasian din Masivul Piatra Mare, secțiunile Bunloc Est şi Bunloc Vest. Este indicată şi distribuția principalelor microfosile. Legenda se găseşte în Figura 33 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

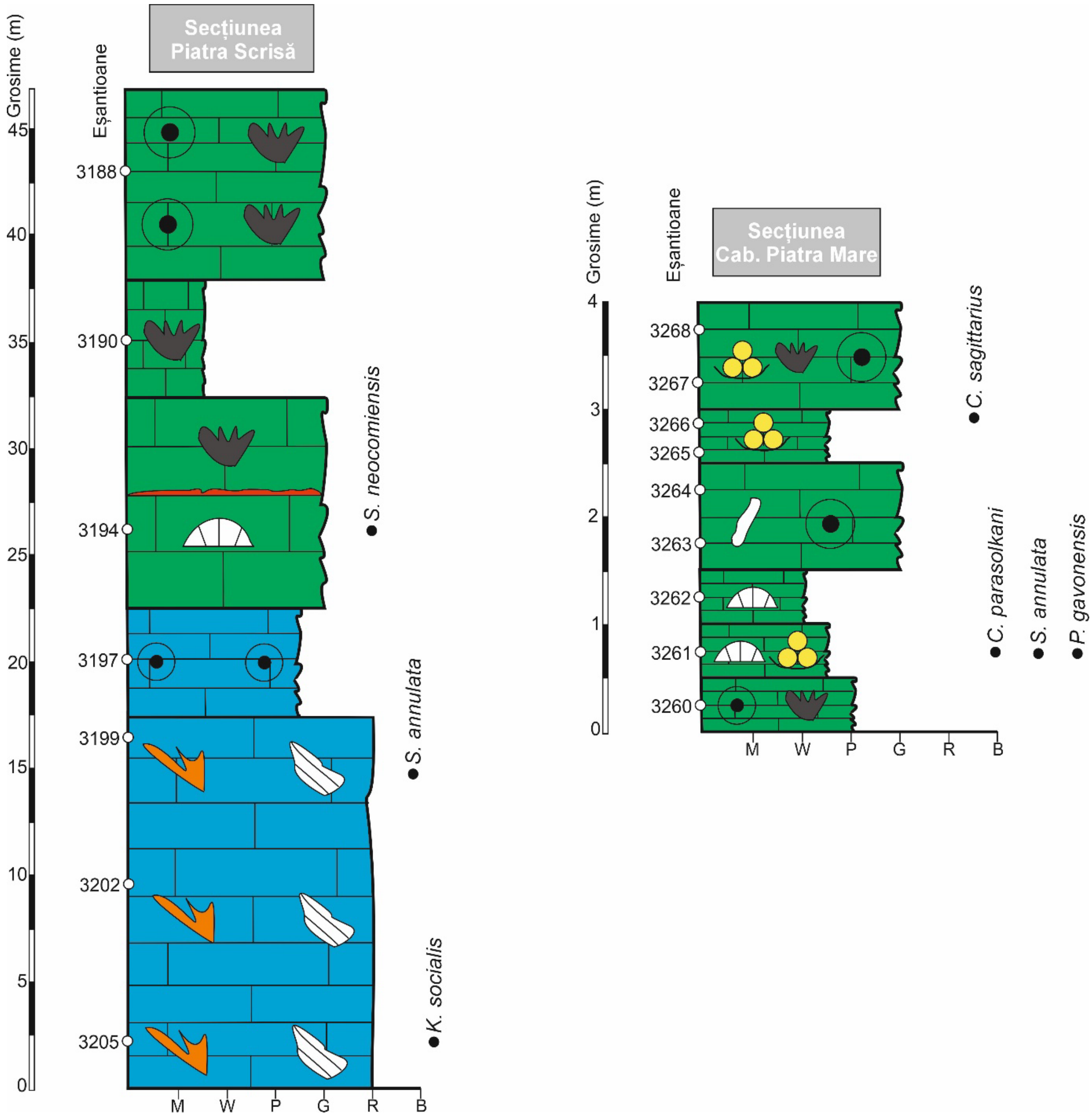


Figura 23. *Coloană stratigrafică a succesiunii carbonatice de vârstă Tithonian–Berriasian din partea centrală a Masivului Piatra Scrisă şi olistolitele de la Cabana Piatra Mare. Este indicată şi distribuția principalelor microfosile. Legenda se găseşte în Figura 33 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

CAPITOLUL 7.
Corelarea secțiunilor studiate

7.1 Masivul Piatra Craiului

În Masivul Piatra Craiului, partea bazală a succesiunii carbonatice conține un nivel de tip packstone silicifiat cu framgente de *Saccocoma* sp. Acesta poate fi urmărit lateral din secțiunea Padina Închisă-Drumul lui Lehmann până în secțiunea Padina Lăncii prin Padina lui Călineț, Vlădușca şi Zaplaz-Lanțuri. Calcarele de tip grainstone bioclastic cu galeți negri, din partea mediană a succesiunii (Intervalul listostratigrafic II) (Fig. 18) se corelează foarte bine de la NV la SE, între secțiunile Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase, Vlădușca, Zaplaz-Lanțuri respectiv Padina Lăncii. Grosimea acestui nivel se menține constantă la 50 m, în secțiunile Padina Închisă-Drumul lui Lehmann respectiv Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase. Aceasta creşte ulterior la 75 m şi rămâne la fel în secțiunile Vlădușca respectiv Zaplaz-Lanțuri. În secțiunea Padina Lăncii, grosimea acestui nivel bioclastic scade la aproximativ 20 m (Fig. 24-25). În partea superioară a succesiunii carbonatice există o suprafață de discontinuitate ce poate fi corelată între secțiunile Padina Închisă-Drumul lui Lehmann, Ciorânga Mare-Vârful Ascuțit-Padinile Frumoase şi Vlădușca. Aceasta separă calcarele de tip mudstone-wackestone respectiv wackestone-packstone din partea terminală a succesiunii carbonatice de un pachet de marne pelagice cu grosimi de 12 m (Mircescu et al., 2019) (Fig. 24-25).

7.2 Masivul Postăvaru

Secțiunile geologice din Masivul Postăvaru sunt distribuite în mod inegal în cele patru compartimente tectonice: Braşov, Cristian, Râşnov şi Postăvaru (Fig. 8). Se pot observa două tendințe majore de corelare. Într-o primă situație, secțiunile Tâmpa şi Dealul Şprenghiu din compartimentul Braşov se corelează bine cu alte două profile geologice din compartimentul Cristian (Drumul lui Lexen şi Poiana Cristianului) (Fig. 26). În al doilea caz, patru secțiuni din compartimentul Postăvaru (Sulinar, Dealul Cernit, Groapa Dracului, Drumul Roşu) se pot corela foarte bine cu secțiunea Valea

Cetății din compartimentul Râşnov (Fig. 27-28). Radiolaritele şi jaspurile de vârstă Oxfordian pot fi urmărite din secțiunea Sulinar spre Groapa Dracului (Fig. 27). Continuitatea laterală a conglomeratelor de vârstă Albian-Cenomanian este evidentă între secțiunile Dealul Cernit şi Groapa Dracului (Fig. 27). De asemenea, partea superioară a secțiunii Groapa Dracului se corelează foarte bine cu depozite similare din partea terminală a profilului Drumul Roşu (Fig. 27-28). Două nivele distincte cu alge dasycladale (*Neoteutloporella socialis*, *Steinmanniporella kapelensis*) sunt prezente în secțiunile Groapa de Aur, Cheile Râşnoavei respectiv Muchia Cheii-Vf. Postăvaru (Fig. 29). Calcarele de tip packstone-grainstone la grainstone bioclastic din secțiunea Dealul Şprenghiu se pot urmări spre profilul de la Poiana Cristianului, prin secțiunea Tâmpa acolo unde ating grosimea maximă de 30 m (Fig. 26). Există şi un nivel de calcare brecifiate care pot fi corelate de la Nord la Sud, între secțiunile Dealul Şprenghiu, Tâmpa, Poiana Cristianului şi Drumul lui Lexen (Fig. 26). Unele secțiuni se corelează din Masivul Postăvaru până în Masivul Piatra Mare. Astfel, nivelul cu *Petrascula bursiformis* poate fi urmărit din secțiunea Poiana Secuilor-Trei Fetițe (Postăvaru) spre Bunloc Vest (Piatra Mare) prin secțiunea Cabana Postăvaru-Trei Fetițe (Fig. 30-31). Nivelul cu *Protopeneroplis ultragranulata* şi *Coscinoconus campanellus* se urmăreşte din secțiunea Bunloc Vest (Piatra Mare, 10 m grosime) spre Poiana Secuilor-Trei Fetițe şi Drumul Albastru (Postăvaru, 14 m grosime) (Mircescu et al., 2022) (Fig. 30-31).

7.3 Masivul Piatra Mare

Pentru Masivul Piatra Mare se pot stabili unele tipare de corelare locale. Astfel, nivelul cu galeți negri de la Coada Pietrei Mari conține calcare de tip grainstone bioclastic pigmentate cu oxizi şi hidroxizi de fier. Acest nivel prezintă continuitate laterală spre secțiunile Piatra Scrisă şi Tamina (Fig. 32). Grosimea acestuia scade de la 12 m (Coada Pietrei Mari) la 3 m (Tamina) pe direcția NV-SE. În cadrul profilului de la Coada Pietrei Mari, calcarele de tip grainstone bioclastic pot fi urmărite lateral pe o distanță de 50 m. Partea superioară a secțiunilor Tamina, Piatra Scrisă şi Piatra Mare conține faciesuri alternante, de tip grainstone şi wackestone cu potențial foarte bun de corelare şi continuitate laterală evidentă (Mircescu et al., 2023) (Fig. 33).

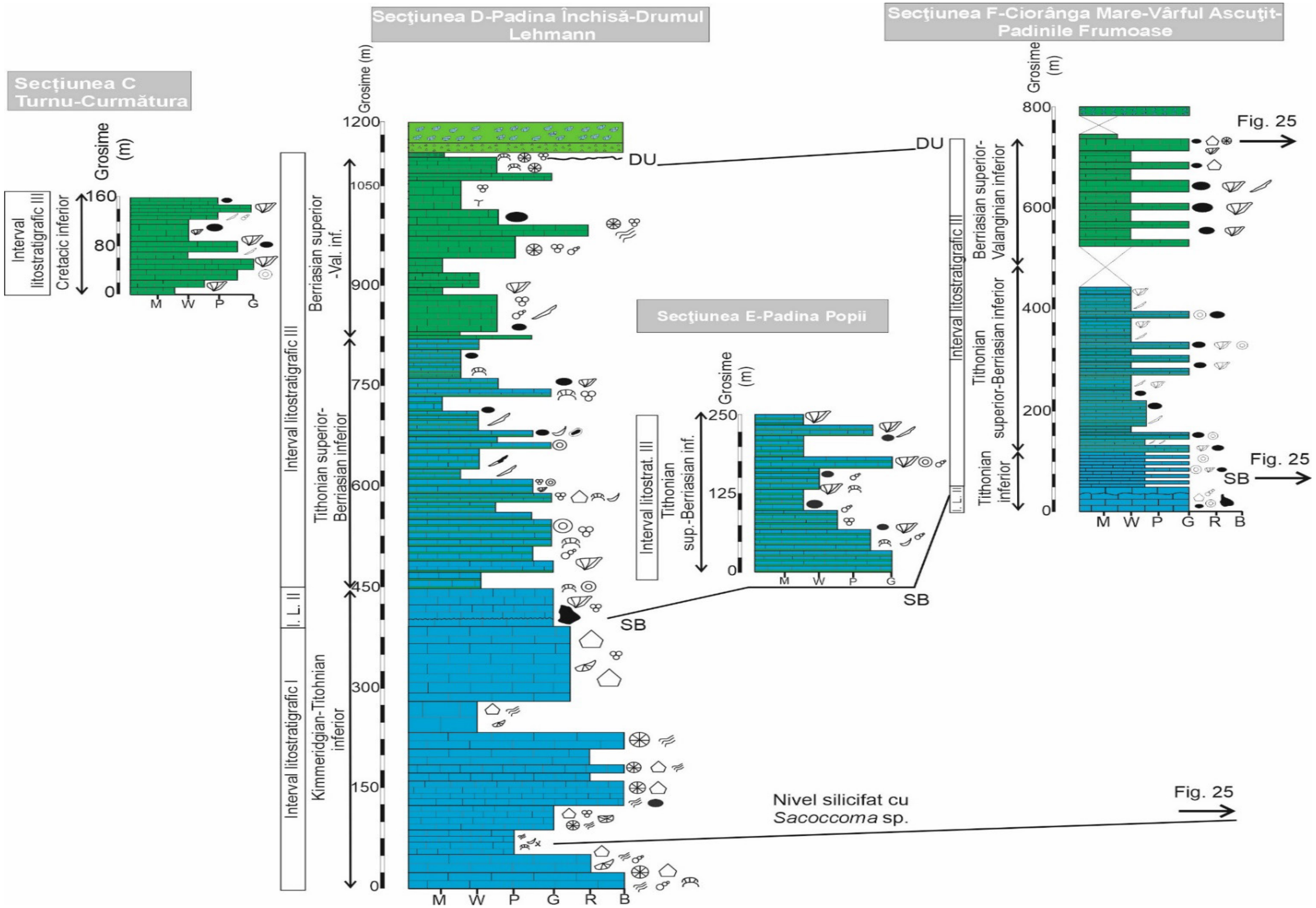


Figura 24. *Corelarea secțiunilor geologice din partea de nord a Masivului Piatra Craiului. Legenda se găsește în Figura 25 (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

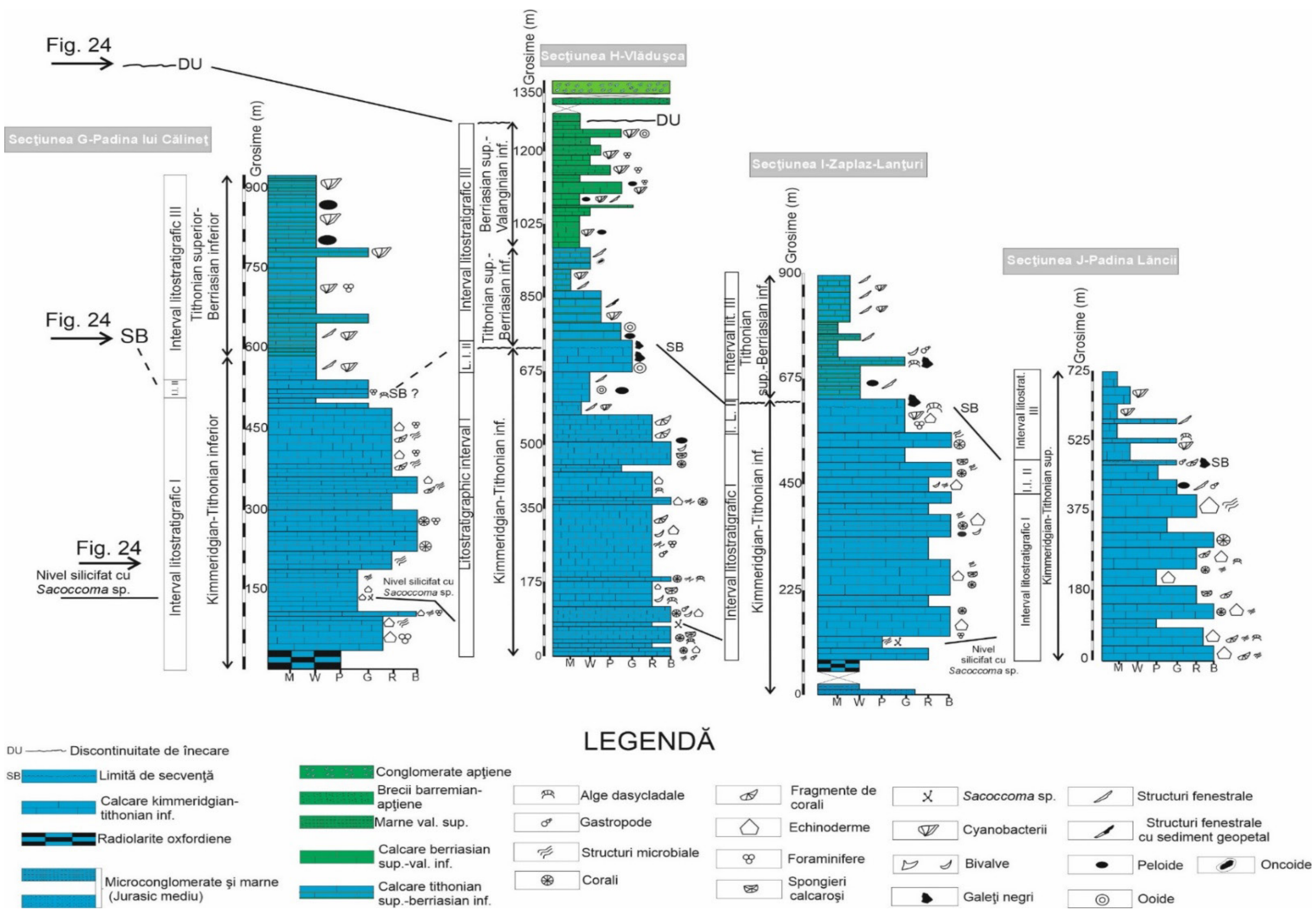


Figura 25. *Corelarea secţiunilor geologice din partea centrală a Masivului Piatra Craiului (după Mircescu, 2018, cu modifcări)*

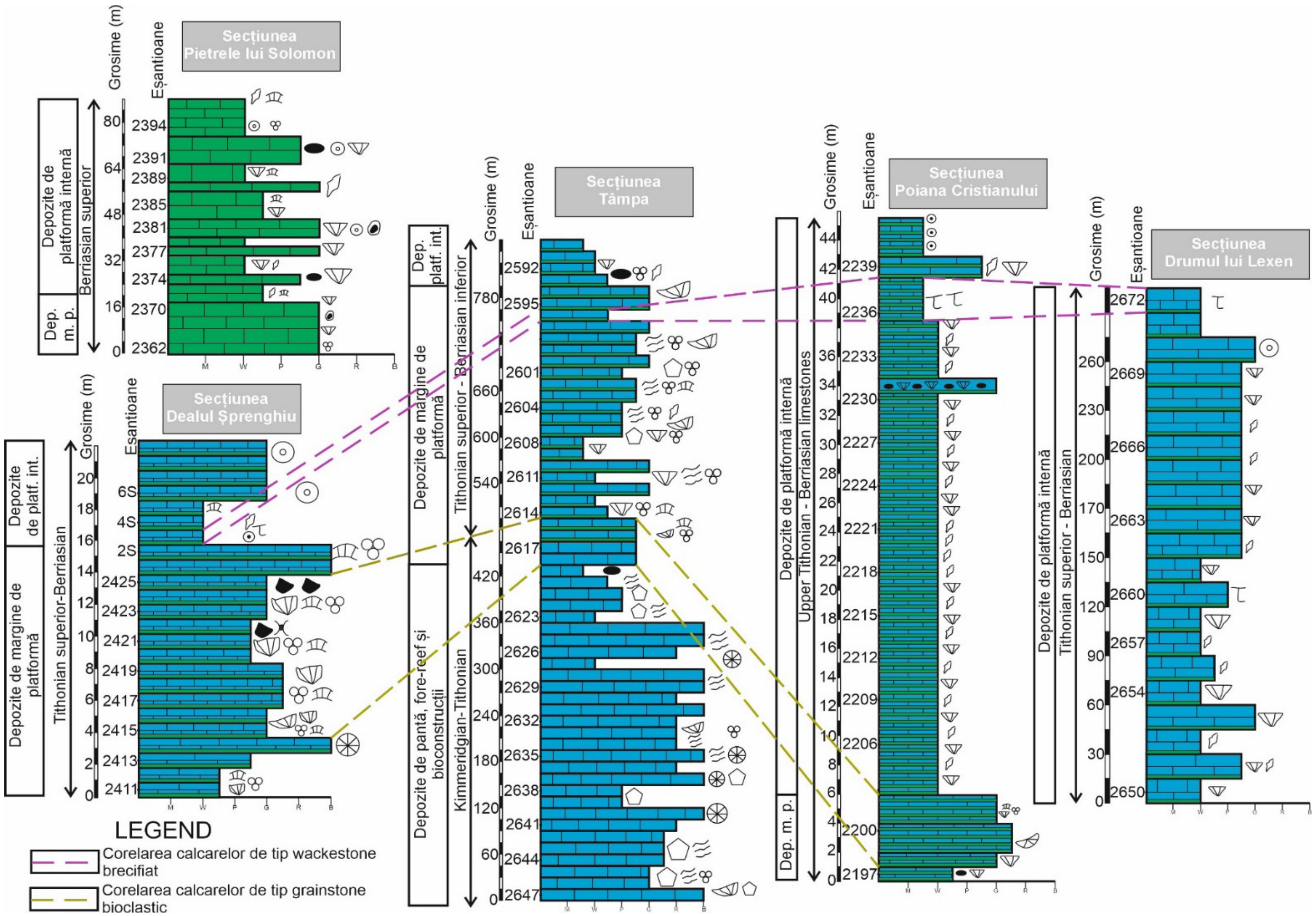


Figura 26. *Corelarea secțiunilor geologice din partea nordică a Masivului Postăvaru. Legenda se găsește în Figura 27 (după Mircescu et al., 2022, cu modificare).*

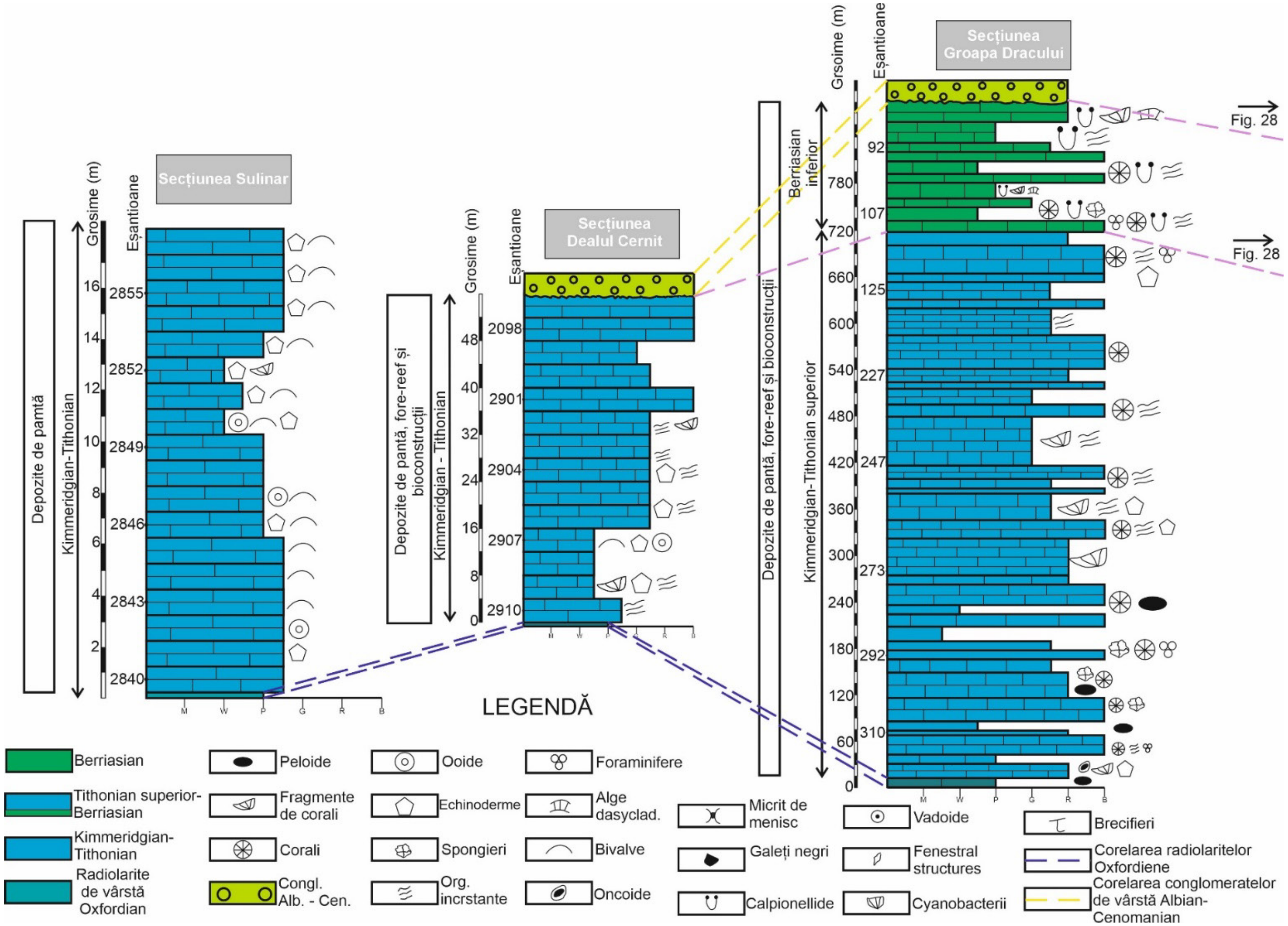


Figura 27. *Corelarea secțiunilor geologice din partea sud-vestică a Masivului Postăvaru (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

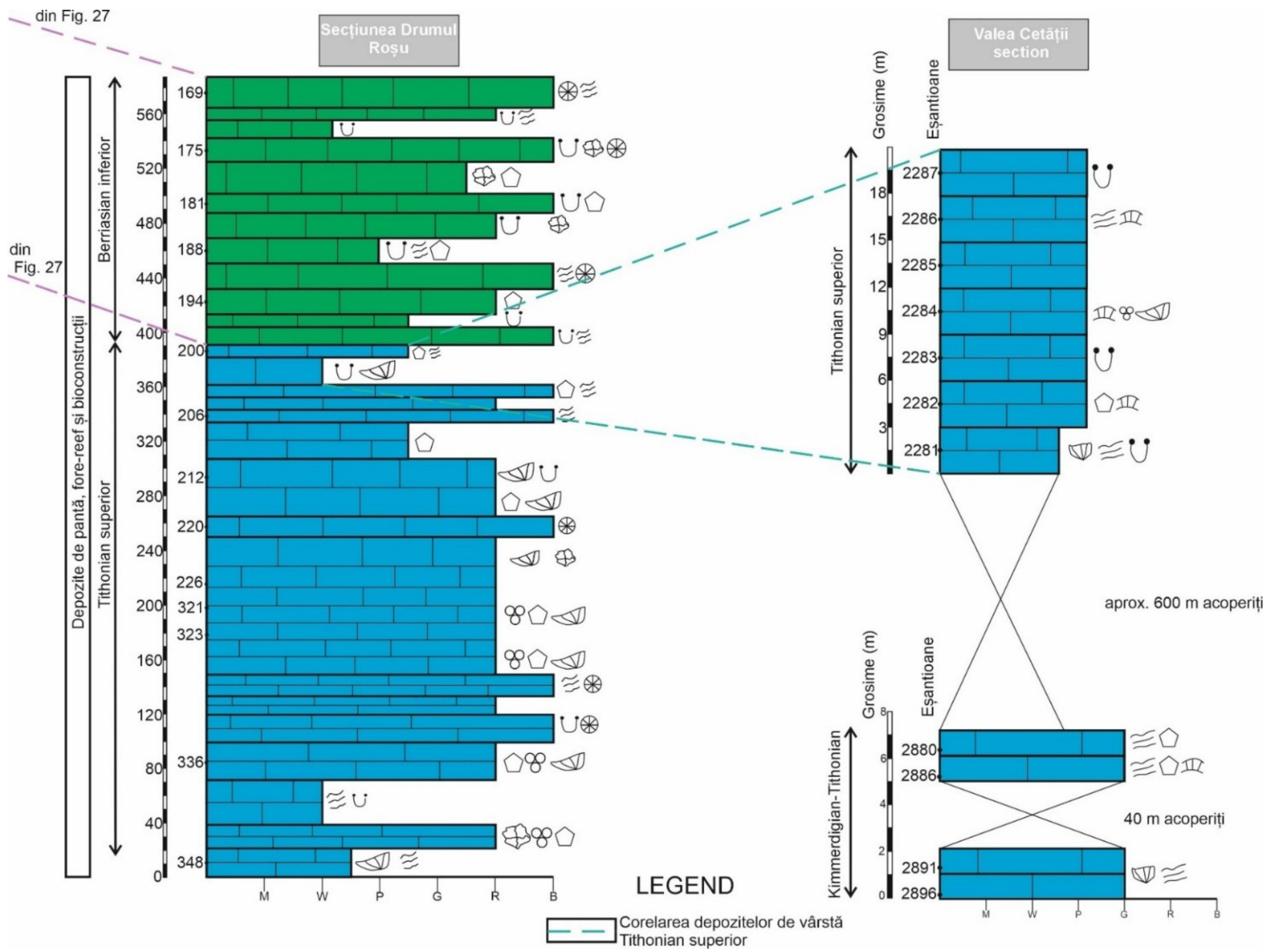


Figura 28. *Corelarea secțiunilor geologice din partea centrală a Masivului Postăvaru. Legenda se găsește în Figura 27 (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

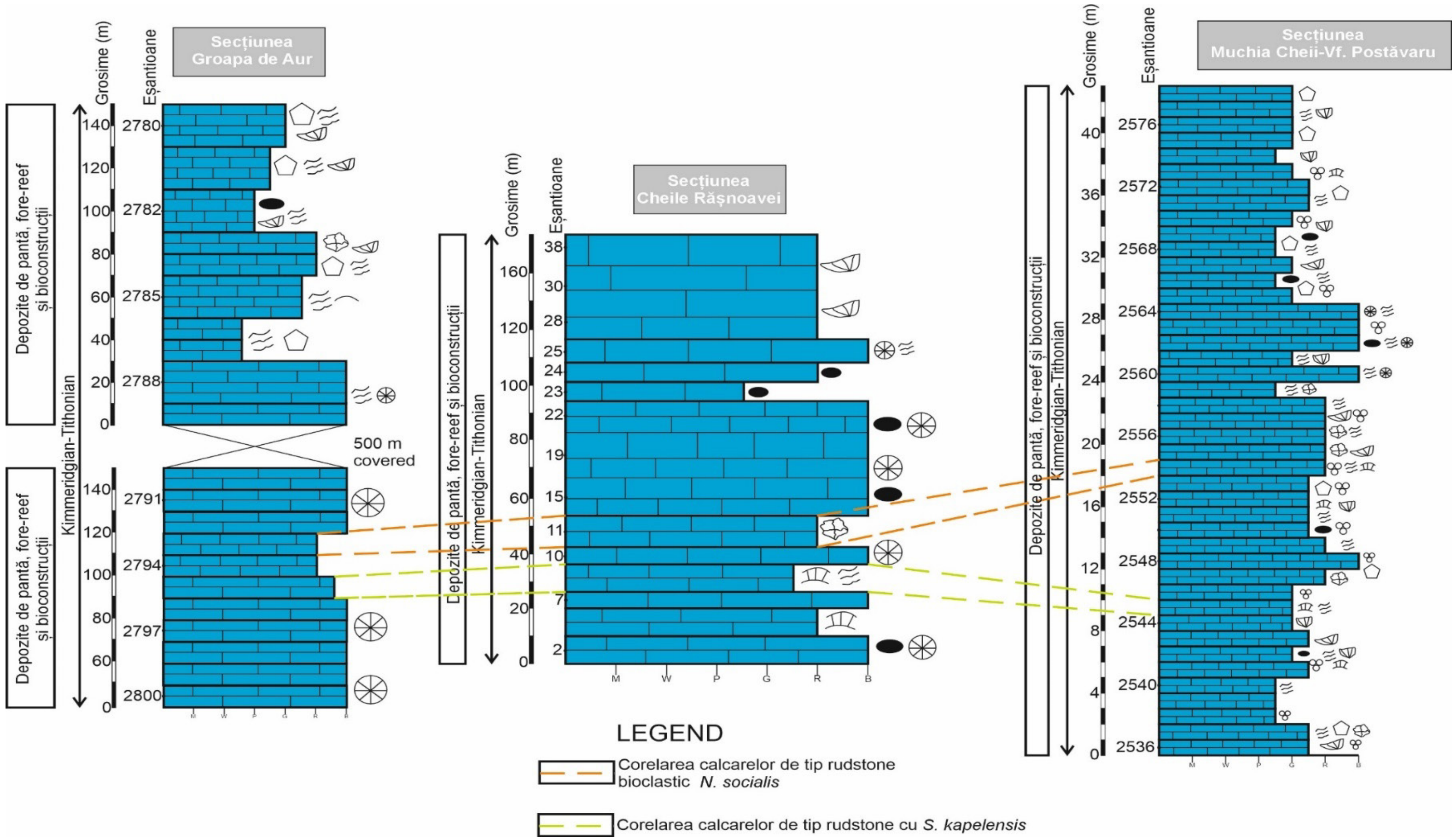


Figura 29. *Corelarea secțiunilor geologice din partea sudică a Masivului Postăvaru. Legenda se găsește în Figura 27 (după Mircescu et al., 2022, cu modificări).*

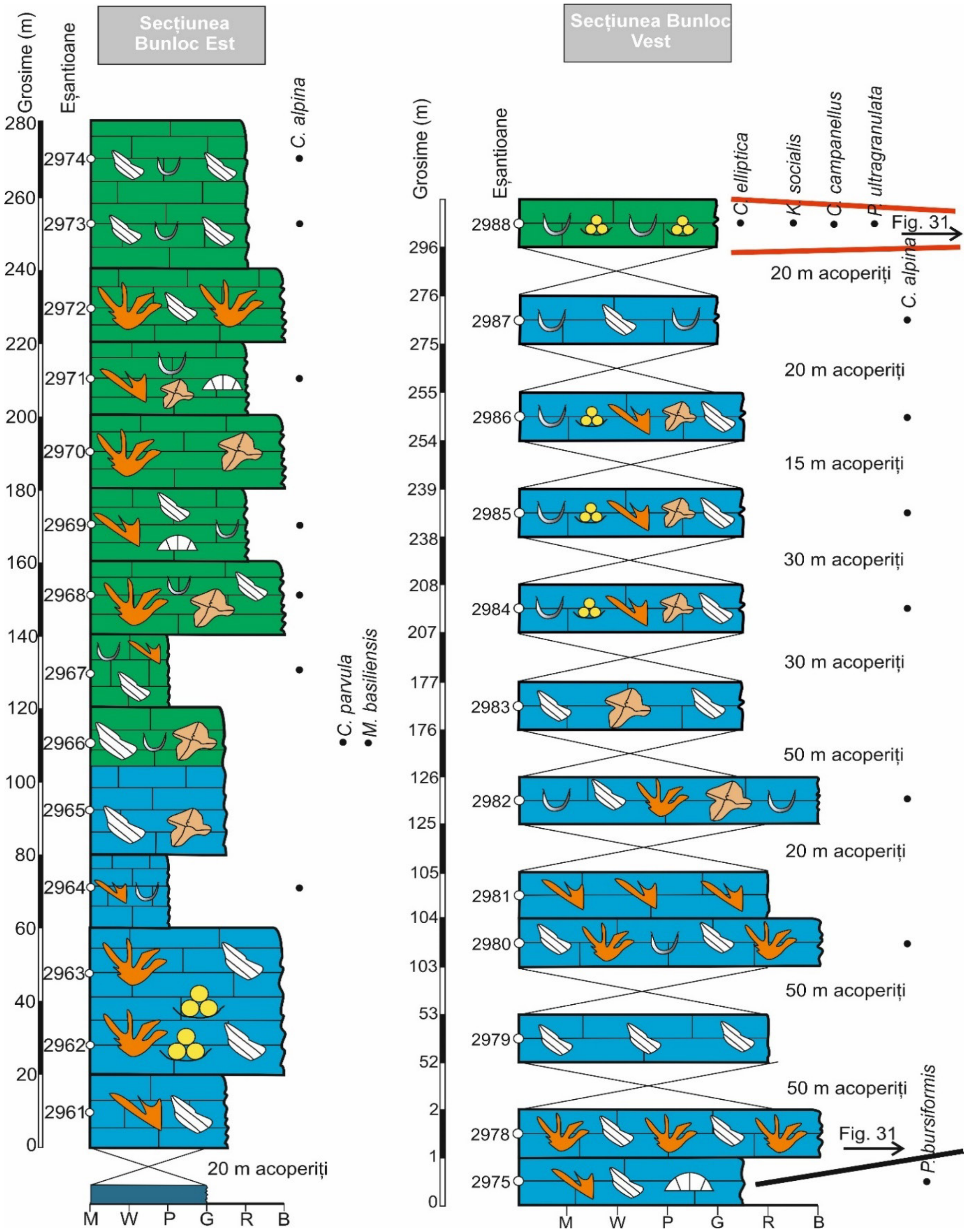


Figura 30. *Corelarea secțiunilor geologice din partea nordică a Masivului Piatra Mare. Legenda se găsește în Figura 33 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

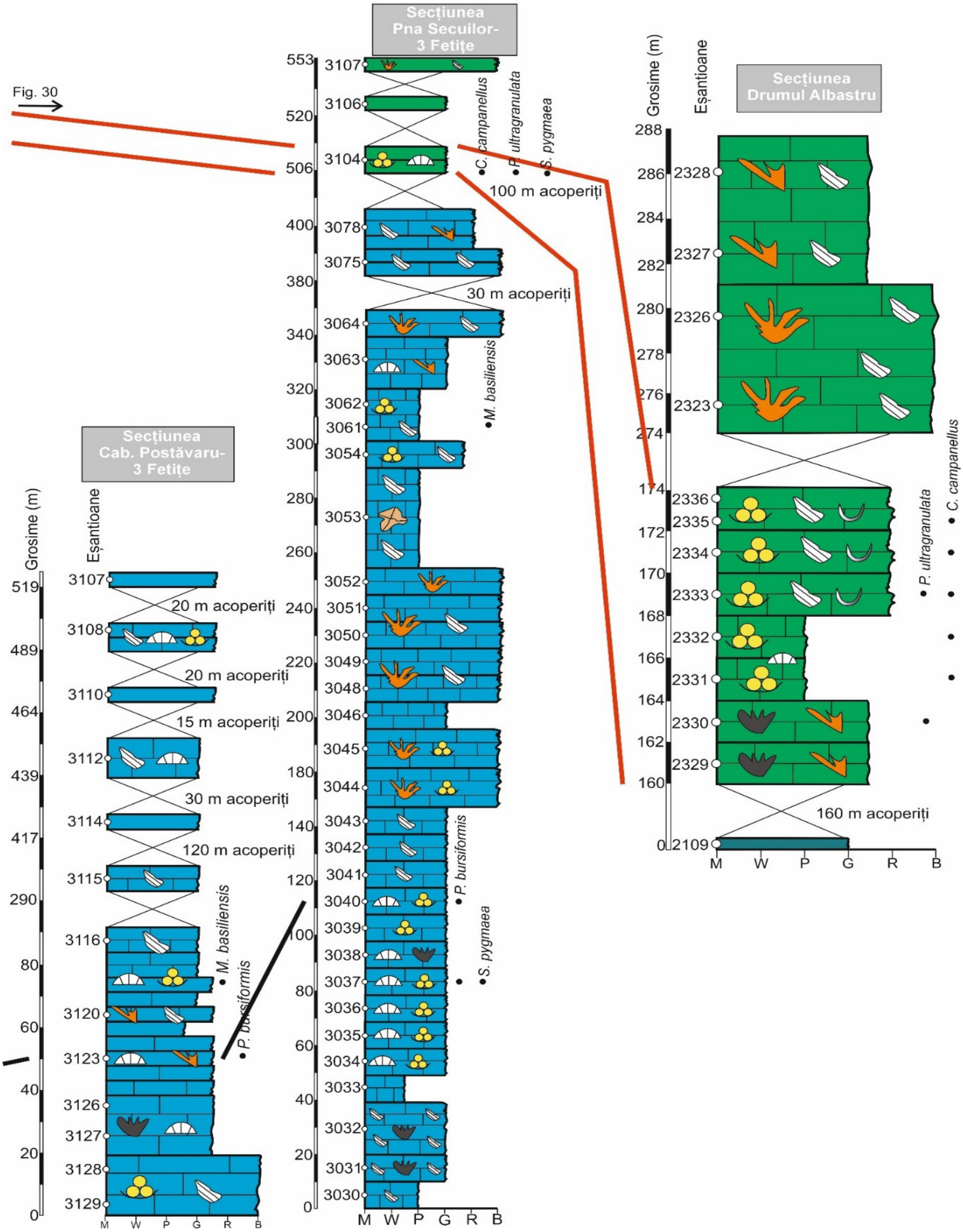


Figura 31. *Corelarea secțiunilor geologice din masivele Postăvaru şi Piatra Mare. Legenda se găseşte în Figura 33 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

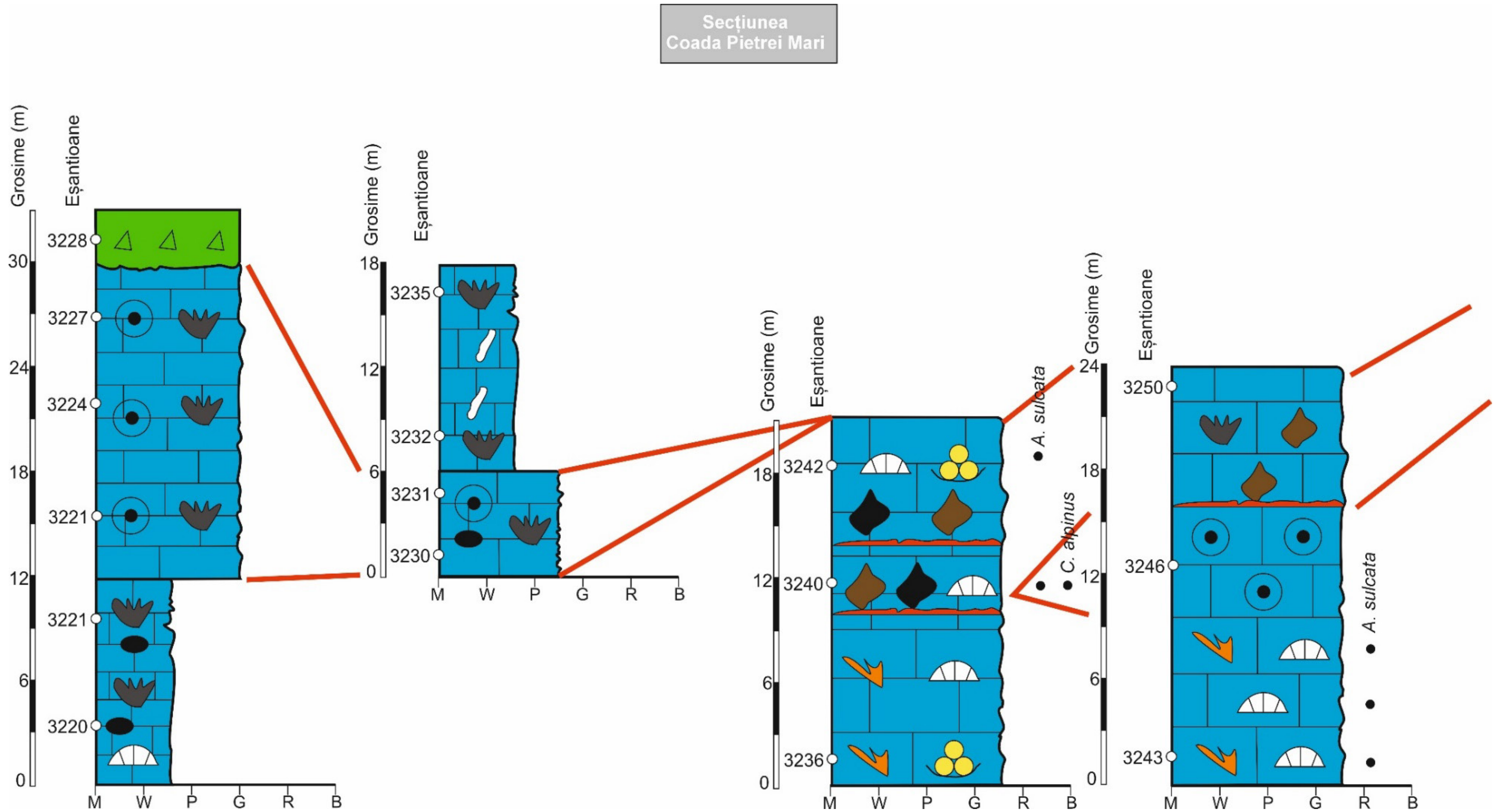


Figura 32. *Corelarea secțiunilor geologice din partea sudică a Masivului Piatra Mare. Legenda se găseşte în Figura 33 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

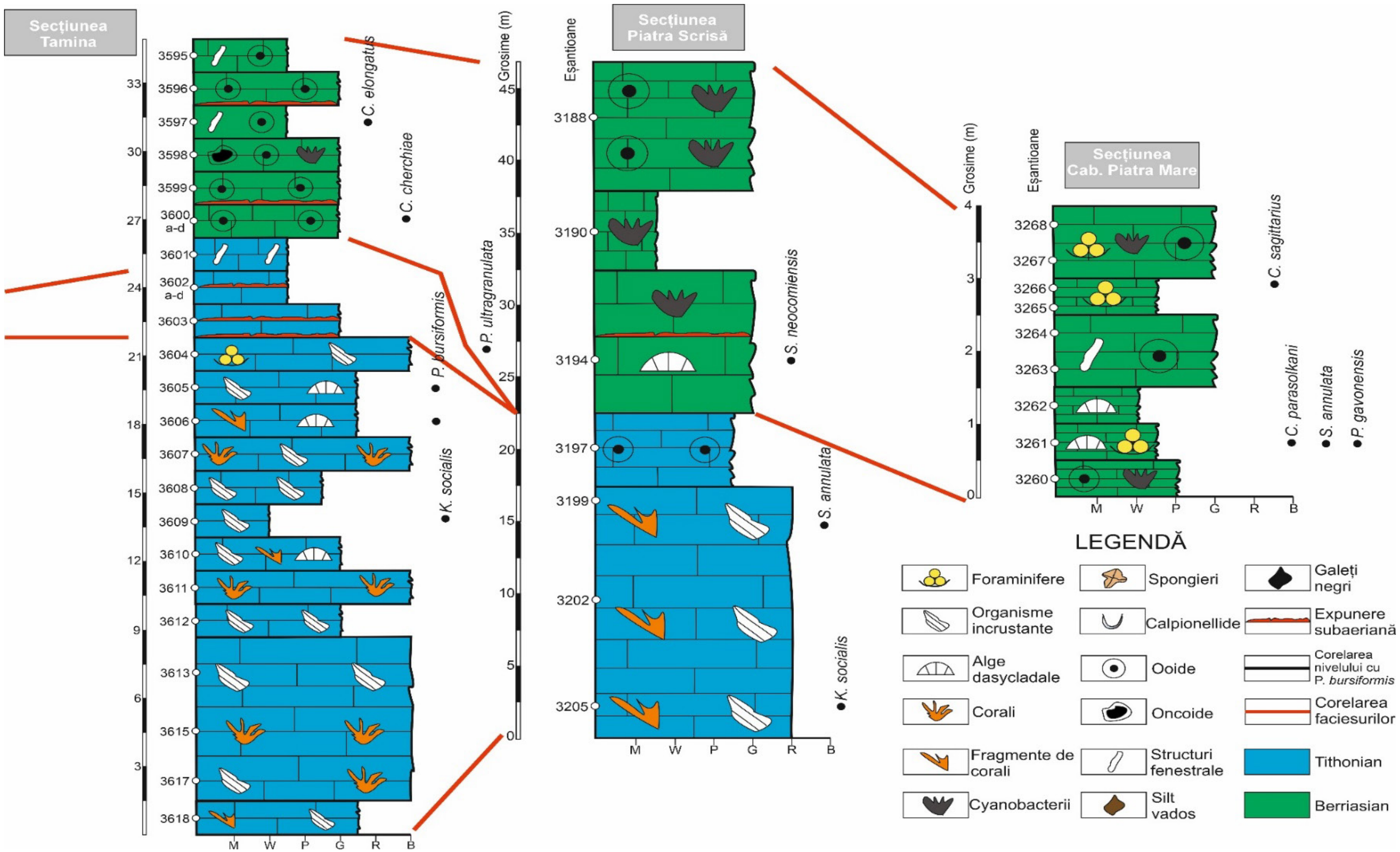


Figura 33. *Corelarea secțiunilor geologice din partea sudică şi nordică a Masivului Piatra Mare (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

CAPITOLUL 8.
Interpretarea datelor de analiză microfaciesală. Medii depoziționale

8.1 Masivul Piatra Craiului

Pe baza analizei microfaciesale s-au pus în evidență trei intervale litostratigrafice (I-III). Fiecărui interval litostratigrafic îi corespund mai multe subtipuri de facies dintr-o asociație de facies distinctă.

Intervalului litostratigrafic I îi corespund următoarele faciesuri: wackestone-packstone cu silicifieri, packstone-grainstone peloidal-bioclastic-intraclastic, grainstone-rudstone bioclastic-intraclastic respectiv boundstone coraligen-microbial cu organisme incrustante. Calcarele de tip packstone cu silicifieri sunt prezente mai ales în baza succesiunilor studiate (Fig. 24-25). Partea mijlocie şi terminală a intervalului litostratigrafic I constă din alternanțe de brecii recifale şi calcare bioconstruite. Breciile recifale conțin fragmente de corali şi cruste microbiale. Se caracterizează prin sortare slabă şi prezintă claste angulare. Toate aceste caracteristici indică un transport redus pe o distanță scurtă, prin intermediul unor curgeri granulare în zona de pantă superioară. Intraclastele micritice sunt angulare la subangulare şi conțin peloide şi micrit abundent. Nivelele de calcare bioconstruite au până la câteva zeci de metri grosime. Sedimentul intern al acestora este de tip wackestone sau packstone-grainstone peloidal cu foarte multe cruste microbiale. *Crescentiella morronensis* este specia cea mai răspândită. Subordonat apar *Radiomura cautica* şi *Perturbatacrusta leini*, alături de *Koskinobulina socialis* şi *Calcistella jachenhausenensis*. Structurile stromatolitice cu microstructuri micritice se dezvoltă în jurul coralilor sau a spongierilor. Apar frecvent şi perforări ale septelor datorate bioeroziunii. Asociațiile de facies din intervalul litostratigrafic I caracterizează medii de pantă recifală distală sau superioară (Flügel, 2004). Distribuția verticală a asociațiilor de facies indică o tranziție treptată de la zone de pantă la bariere recifale, într-un context progradant. În general, asociațiile recifale compuse din organisme incrustante şi microbialite abundente nu prezintă tendința de a dezvolta morfologii distincte similare cu cele întâlnite la recifii de corali (Leinfelder et al., 1993; Schlagintweit şi Gawlick, 2008).

Intervalul litostratigrafic II conține următoarele faciesuri: grainstone bioclastic intraclastic cu galeți negri, wackestone-packstone la floatstone cu fosile întregi, grainstone

ooidic bioclastic. În cadrul acestui interval litostratigrafic s-au identificat şi nivele de calcare expuse subaerian care conțin galeți negri şi prezintă continuitate laterală (SB în Fig. 24-25). Depozitele acestea formează trecerea de la calcarele recifale din partea bazală a succesiunilor studiate la calcarele peritidale din partea mijlocie şi superioară a Masivului Piatra Craiului. Acestea sunt bancuri bioclastice de margine de platformă carbonatică depuse în zone subtidale cu energie ridicată (Fig. 34). Diversitatea faunistică este ridicată. Fragmentele de corali şi spongieri provin din medii recifale în timp ce nodulii de cyanobacterii respectiv alte bioclaste (gastropode, bivalve, alge dasycladale) sunt remaniate din zonele de platformă internă. Galeții negri au dimensiuni care variază de la câțiva milimetri la 1-2 centimetri şi sunt subangulari sau angulari. Unii dintre aceştia prezintă o structură brecifiată şi sunt compuşi din micrit fin pigmentat cu materie organică. Mai sunt prezente şi goluri de dimensiuni milimetrice care sunt umplute cu silt vados şi ciment de tip dog-tooth. Galeții negri au fost remaniați din medii depoziționale adiacente acestor calcare depuse în medii cu energie ridicată (Strasser, 1984). Expunerea subaeriană a acestor depozite a fost consecința acumulării unei cantități mari de sediment carbonatic, în condițiile scăderii nivelului eustatic (Hillgärtner et al., 2001; Săsăran et al., 2017).

În cadrul acestui interval litostratigrafic apar şi faciesuri de tip wackestone-packstone la floatstone cu fosile întregi (Fig. 34). Prezența diverselor tipuri de bioclaste într-un facies micritic sugerează acumularea într-un mediu subtidal, cu energie scăzută. Intercalarea cu depozite de energie ridicată indică o acumulare în zone liniştite dezvoltate între bare bioclastice de margine de platformă carbonatică.

Intervalul litostratigrafic III corespunde cu sectorul peritidal al succesiunii carbonatice din Masivul Piatra Craiului. Acestea sunt în principal faciesuri depuse în medii peritidale ce se caracterizează printr-o tranziție graduală de la medii litorale de energie ridicată (grainstone ooidic-oncoidic cu noduli de cyanobacterii şi ciment de mensic) la medii intertidale restrictive (wackestone cu structuri fenestrale, wackestone fenestrat, wackestone peloidal fenestrat, packstone peloidal fenestrat cu ciment de menisc) sau supratidale (mudstone-wackestone cu vadoide, rizolite şi crăpături de uscare, mudstone nefosilifer la mudstone-wackestone fenestrat slab fosilifer). În calcarele intertidale s-au identificat ooide şi peloide foarte bine sortate ceea ce sugerează o acumulare într-un mediu litoral cu activitate puternică a valurilor. Prezența structurilor fenestrale sau laminoid-fenestrale în faciesurile mâloase sugerează existența unor plaje intertidale sau bălți restrictive localizate între zonele de energie ridicată pe unde se transportă sediment grosier (Fig. 34) (Bucur şi Săsăran, 2005; Săsăran et al. 2013). Abundența structurilor fenestrale caracterizează în general mediile intertidale (Lucia, 1972; Tucker şi Wright, 1990).

Faciesurile de tip mudstone omogen nefosilifer sunt cele mai frecvente (Fig. 34). Structurile brecifiate, crăpăturile de uscare şi vadoidele caracterizează procese intense de alterare pedogenetică ale sedimentelor carbonatice (Armenteros şi Daley, 1998; Freytet şi Verrechia, 2002). Existența rarelor structuri fenestrale sugerează o tranziție de la domeniul intertidal la cel supratidal (Săsăran et al., 2017). Succesiunea carbonatică din Masivul Piatra Craiului este definită de o tranziție de la depozite de pantă la zone de margine de platformă carbonatică şi calcare peritidale de platformă internă. Acumularea depozitelor de pantă şi a celor recifale are loc în intervalul Kimmeridgian–?Valanginian bazal. Calcarele de margine de platformă carbonatică s-au acumulat la nivelul Tithonianului inferior. Depozitele peritidale au fost depuse în intervalul Tithonian superior–Berriasian–?Valanginian bazal.

8.2 Masivul Postăvaru

În Masivul Postăvaru s-au identificat următoarele medii depoziționale: pantă inferioară/bazin, pantă recifală, creastă recifală, margine de platformă carbonatică respectiv platformă internă (lagună subtidală, intertidal litoral, intertidal restrictiv/ supratidal).

Zona de pantă inferioară conține faciesuri de tip wackestone-packstone cu trecere la floatstone (Fig. 35). Acumularea materialului carbonatic într-o astfel de zonă este indicată de prezența amoniților juvenili şi a calpionellidelor. Materialul din zona de margine a platformei carbonatice a fost erodat şi transportat pe distanțe mari spre zone distale, prin curenți de turbiditate (Meischner, 1964). Alte elemente care sugerează o origine allodapică pentru aceste calcare sunt prezența ooidelor remaniate şi a bioclastelor de apă puțin adâncă (foraminifere bentonice, alge dasycladale, fragmente de corali) în faciesuri micritice bogate în microorganisme pelagice.

Mediul de creastă recifală este documentat pe baza faciesurilor de tip boundstone coraligen microbial. Elementele scheletice ale coralilor sunt micritizate datorită proceselor de bioeroziune (Insalaco, 1996). Abundența organismelor incrustante în sedimentul intern al bioconstrucțiilor indică rate scăzute de sedimentare care au favorizat dezvoltarea bioconstrucțiilor (Flügel, 2004). Pe de altă parte, sedimentul intern de tip grainstone este caracteristic pentru un mediu cu energie ridicată şi activitate redusă a organismelor incrustante (Pleş et al., 2013). În general, întregul ansamblu micropaleontologic şi structurile sedimentare asociate acestor bioconstrucții sunt tipice pentru un mediu de creastă recifală.

Faciesurile de platformă internă sunt caracteristice pentru lagune subtidale sau medii intertidale litorale şi restrictive (Fig. 35). Faciesurile de tip wackestone cu alge dasycladale definesc un mediu subtidal, lagunar cu ansambluri specifice de microfosile. *Selliporella neocomiensis* este o algă citată frecvent din astfel de roci carbonatice (Săsăran şi Bucur, 2001; Mircescu et al., 2019; Barattolo et al., 2021).

Mediul intertidal litoral a fost pus în evidență pe baza faciesului de tip grainstone ooidic respectiv packstone peloidal cu ciment de menisc (Fig. 35). Ooidele concentrice se formează în medii cu energie ridicată (Sellwood şi Beckett, 1991; Zhao et al., 2020). Acest tip de facies conține numeroase ooide concentrice al căror diametru ajunge la câțiva milimetri. Corelarea dintre diametrul milimetric al ooidelor şi abundența ridicată a acestora poate indica acumulare în medii cu energie ridicată (Zhao et al. 2020). De asemenea, formele bine rotunjite, textura de tip grainstone şi prezența cimentului de menisc pledează pentru un mediu de platformă internă cu energie ridicată (Woods, 2013). Cimentul de menisc se formează ca un produs al cimentării vadoase, în pori parțial umpluți cu soluții (Dunham, 1962; Schroeder, 1973; Vieira şi Ros, 2006). Alte trăsături caracteristice pentru mediul vados sunt prezența siltului vados care umple cavități milimetrice. Astfel de structuri sedimentare caracterizează episoade intermitente de expunere subaeriană în zone interidale (Meyers, 1987; Webb et al., 1999; Calvet et al., 2003). Prezența ooidelor micritizate indică un mediu cu energie scăzută (Sellwood şi Beckett, 1991). Aceste granule carbonatice au fost depuse inițial în medii cu energie scăzută şi au fost remaniate ulterior în zonele litorale.

Mediul intertidal restrictiv/supratidal este caracterizat de faciesuri de tip wackestone-packstone fenestrat brecifiat respectiv wackestone cu vadoide şi crăpături de uscare. Abundența structurilor laminoid fenestrale indică un mediu intertidal (Tucker şi Wright, 1990; Brandano et al., 2015). Microfosilele sunt foarte rare iar roca este puternic brecifiată şi fracturată. Aceste trăsături indică episoade de contracție şi deshidratare în condiții restrictive (Săsăran et al., 2017). Ooidele micritizate sunt frecvent asociate cu activitatea bacteriilor, în zonele anoxice ale câmpiilor tidale (Kabanov, 2003). Faciesul de tip wackestone cu vadoide şi crăpături de uscare este tipic pentru roci care inițial s-au acumulat în lagune subtidale dar ulterior au fost expuse subaerian în condiții supratidale. Prezența vadoidelor, a crustelor feruginoase şi a crăpăturilor de uscare reprezintă argumente în acest sens. Vadoidele sunt asociate cu medii continentale terestre şi se pot forma într-o varietate de medii depoziționale, de la cursuri de apă dulce la soluri (Esteban, 1976; Braithwaite, 1979; Peryt, 1983). Crăpăturile de uscare se pot forma prin alterare pedogenetică (Freytet şi Verrecchia, 2002).

8.3 Masivul Piatra Mare

Calcarele din Masivul Piatra Mare s-au acumulat în următoarele medii depoziționale: zone bazinale, pantă inferioară/mediană, pantă superioară/creastă recifală, lagună subtidală, margine de platformă respectiv platformă internă.

Zona de bazin a fost definită pe baza faciesului de tip wackestone-packstone bioclastic cu silicifieri (Fig. 35). Prezența spiculilor de spongieri, a radiolarilor şi a materialului terigen indică astfel de acumulare în zone cu ape adânci (Scholle et al., 1983). Silicifierea se poate datora prezenței sedimentului biogenic silicios (Scholle et al., 1983). De asemenea, spongierii silicifiați (*Neuropora lusitanica*) indică o dizolvare a radiolarilor înainte ca procesul de silicifiere să aibă loc efectiv.

Zona de pantă inferioară/mediană a fost pusă în evidență pe baza faciesurilor de tip rudstone-floatstone bioclastic intraclastic cu fragmente de corali şi microbialite (Fig. 35). Fragmentele recifale au fost transportate pe pantă aşa cum indică sortarea medie şi caracterul angular al clastelor. Crustele de ciment fibros-radiaxial s-au format ca urmare a cimentării sin-depoziționale. Trăsăturile bio-erozionale sunt indicate de prezența golurilor umplute cu sediment şi a septelor micritizate (Insalaco, 1996). Faciesurile de tip rudstone-floatstone conțin fragmente de foraminifere bentonice şi numeroase peloide. În aceste condiții, materialul provenit din zonele de margine de platformă carbonatică a fost remaniat în condiții de energie ridicată (Playton et al., 2010). Prezența unor amestecuri de microfosile pelagice (calpionellide), faciesuri mâloase (floatstone, wackestone-packstone) şi material carbonatic de apă puțin adâncă indică acumularea materialului carbonatic într-o zonă unde faciesurile de pantă inferioară sau medie erau intercalate cu mâluri carbonatice pelagice depuse în partea bazală a pantei (Enos şi Moore, 1983; Playton et al., 2010). În mod normal, faciesurile de tip rudstone şi grainstone sunt caracteristice pentru curgeri granulare. Originea lor pur scheletală sugerează procese de remaniere din zona de margine a platformei carbonatice (Playton et al., 2010).

Zona de pantă superioară/creastă recifală

Prezența incrustațiilor biogene asociate cu cimenturi sin-depoziționale şi microbialite indică faptul că aceste bioconstrucții s-au format într-un mediu de fore-reef (pantă superioară) respectiv creastă recifală (James, 1983; Schlagintweit et al., 2008; Pleş et al., 2013). Deşi este cunoscut faptul că organismele incrustante, coralii şi microbialitele produc recifi la scară mare (Ginsburg şi James, 1973; Pratt şi James, 1982; Montaggioni şi

Camoin, 1993; Riding, 2002; Schlager, 2003), ansamblurile alcătuite din microsolenide, microbialite şi organisme incrustante produc mai degrabă structuri de tip patch-reef în foarte multe zone din Platforma Carbonatică Getică (Fig. 35) (Pleş et al., 2017).

Laguna subtidală de energie scăzută

Acest mediu depoziţional a fost pus în evidenţă pe baza faciesurilor de tip wackestone-packstone peloidal bioclastic intraclastic (Fig. 35). Cyanobacteriile abundente trăiesc în condiţii optime în astfel de medii restrictive. De asemenea, prezenţa gastropodelor întregi, a peloidelor şi a intraclastelor provenite din cyanobacterii indică un mediu lagunar protejat, cu energie scăzută (Enos, 1983). Celelalte bioclaste (foraminifere, alge dasycladale) ar fi putut fi remaniate din zonele de energie ridicată. Diversitatea scăzută a speciilor ar putea să caracterizeze lagune subtidale localizate între bariere elevate din punct de vedere topografic (Reinson, 1984; Tucker şi Wright, 1990; Flugel, 2010; James şi Jones, 2016). În general, lagunele protejate, cu energie scăzută a apei se caracterizează prin prezenţa faciesurilor mâloase, slab sortate cu microfosile rare (Enos, 1983).

Margine de platformă carbonatică

Acest mediu depoziţional este pus în evidenţă pe baza faciesurilor de tip grainstone bioclastic intraclastic cu galeţi negri (Fig. 35). Dimensiunea şi distribuţia granulelor indică un mediu de margine de platformă carbonatică tipic pentru nisipuri carbonatice de energie ridicată. Clastele sunt bine până la foarte bine rotunjite iar forma şi dimensiunea lor este determinată de compoziţie respectiv energia apei (Inden şi Moore, 1983). Astfel de depozite au fost descrise în numeroase studii din trecut (Shinn, 1973; Kumar şi Sanders, 1974; Hayes, 1976; Hubbard et al., 1979). Prezenţa fragmentelor de corali sugerează faptul că aceste nisipuri de margine de platformă carbonatică sunt asociate cu recifi de corali respectiv nisipuri bogate în corali şi alge (Hine, 1977; Inden şi Moore, 1983). Unele goluri formate prin dizolvare sunt umplute cu silt vados respectiv ciment de tip dog-tooth. În condiţii normale, aceste trăsături indică expunere subaeriană şi formarea solurilor (Inden şi Moore, 1983). Aceste structuri sunt asociate cu galeţi negri, pisoide şi alte elemente caracteristice pentru procese de exondare (Ferm et al., 1971; Inden şi Horne, 1973; Scholle et al., 1983; Strasser, 1984; Vera şi Cisneros, 1993). Prezenţa sedimentelor expuse subaerian în depozite de margine de platformă carbonatică este caracteristică pentru medii depoziţionale regresive cu un caracter progradant (Inden şi Moore, 1983).

Platformă internă

Acest mediu depozițional este pus în evidență pe baza faciesurilor de tip grainstone ooidic bioclastic, wackestone-packstone fenestrat cu noduli de cyano-bacterii respectiv mudstone omogen nefosilifer (Fig. 35). Faciesurile de tip grainstone ooidic s-au acumulat în zone cu energie ridicată care invadau părțile interne restrictive ale platformei carbonatice. În mod normal, faciesurile ooidice se acumulează în zone cu nisipuri spălate de curenți puternici (James şi Jones, 2016). Structurile fenestrale abundente sunt asociate cu noduli de cyanobacterii. Acestea sunt tipice pentru medii intertidale sau supratidale (Shinn, 1983). Asocierea cu nodulii de cyanobacterii indică un mediu restrictiv (Shinn, 1983). Alternanța peloidelor şi a păturilor microbiale sugerează un mediu intertidal până la supratidal restrictiv (Hoffman, 1967; James, 1977; Shinn, 1983; Flugel, 2010).

CAPITOLUL 9.
Biostratigrafia tranziției Jurasic–Cretacic în partea estică a Platformei Carbonatice Getice

Întregul ansamblu micropaleontologic caracterizează următoarele intervale de vârstă: în Masivul Piatra Craiului - Kimmeridgian–Tithonian inferior, Tithonian superior–Berriasian inferior, Berriasian superior–?Valanginian bazal; în Masivul Postăvaru - Kimmeridgian–Tithonian superior, Berriasian inferior, Berriasian superior; în Masivul Piatra Mare - Kimmerdigian–Tithonian, Berriasian.

Definirea acestor intervale de vârstă s-a făcut pe baza organismelor incrustante, a algelor dasycladale, a foraminiferelor respectiv a microfosilelor pelagice.

9.1 Jurasic superior (Kimmeridgian–Tithonian)

Crescentiella morronensis este cel mai comun organism incrustant, în toate secțiunile studiate. Este foarte cunoscut din depozite de vârstă Jurasic superior–Cretacic Inferior (Leinfelder et al., 1993; Schlagintweit et al., 2005; Senowbari-Daryan et al., 2008; Pleş et al., 2017) şi cunoaşte o abundență semnificativă în Jurasicul superior (Kimmeridgian–Tithonian) (Pleş et al., 2013).

Radiomura cautica a fost descrisă frecvent din calcare de vârstă Kimmeridgian–Tithonian, din Alpii Calcaroşi de Nord. Această specie a fost menționată foarte des din calcare de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior ale domeniului Tethysian (Săsăran, 2006; Ivanova et al., 2008; Catincuț et al., 2011; Pleş et al., 2013; Mircescu et al., 2019).

Structurile de tip *Lithocodium aggregatum* din Masivele Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare sunt foarte asemănătoare cu structurile de tip „Lithocodium aggregatum” asociate cu perforații efectuate de *Entobia* (Cherchi şi Schroeder, 2010; Pleş et al., 2017).

Koskinobulina socialis este frecvent asociată cu *Crescentiella morronensis* şi structurile de tip *Lithocodium* (Pleş et al. 2013). A fost descrisă frecvent din depozite de vârstă Kimmeridgian–Tithonian de numeroşi autori (Uță şi Bucur, 2003; Helm et al., 2003; Rusciadelli et al., 2011). Totuşi, înregistrează o răspândire stratigrafică largă ce caracterizează intervalul Triasic superior–Paleocen (Sánchez-Beristain et al., 2014; Vecsei şi Moussavian, 1997).

Pseudorothpletzella schmidi formează parteneriate cu alte organisme incrustante precum *Iberopora bodeuri* sau *Koskinobulina socialis* (Schlagintweit şi Gawlick, 2007). Acest organism incrustant a fost descris din depozite de vârstă Kimmeridgian–Tithonian de către numeroşi autori (Schlagintweit şi Gawlick, 2007; Bucur et al., 2014; Săsăran et al., 2014).

Dintre foraminifere, cele mai importante din punct de vedere biostratigrafic pentru Jurasicul superior sunt *Bramkampella arabica*, *Redmondoides lugeoni*, *Coscinoconus alpinus*, *Charentia evoluta* şi *Mohlerina basiliensis*.

Bramkampella arabica se cunoaşte din depozite de vârstă Kimmeridgian–Valanginian inferior (Banner şi Whittaker, 1991; Bucur şi Săsăran, 2005). *Redmondoides lugeoni* şi *Coscinoconus alpinus* constituie de asemenea specii cu o răspândire stratigrafică largă, ele acoperind tot intervalul Kimmeridgian–Tithonian (Bucur, 1999; Schlagintweit et al., 2005).

Charentia evoluta şi *Mohlerina basiliensis* sunt două specii de foraminifere care sunt reprezentative pentru Jurasicul superior (Kimmeridgian–Tithonian) (Bucur şi Cociuba, 1996; Schlagintweit, 2012) chiar dacă distribuția lor stratigrafică depăşeşte acest interval. În Masivul Piatra Craiului există faciesuri bioclastice care conțin foraminifere descrise frecvent din depozite carbonatice de vârstă Tithonian (e.g. *Parurgonina caelinensis*, *Labyrinthina mirabilis*, *Neokilianina rahonensis*) (Fig. 18) (Cuvillier et al., 1968; Tasli, 1993; Velić, 2007).

Dintre algele calcaroase, *Petrascula bursiformis* şi *Neoteutloporella socialis* sunt cele mai reprezentative pentru intervalul Kimmeridgian–Tithonian alături de *Steinmanniporella kapelensis* (Sokač şi Nikler, 1973; Dragastan, 1975; Bucur et al., 2005; Schlagintweit, 2011; Bucur şi Săsăran, 2012; Mircescu et al., 2016). Unele specii de alge precum *Aloisalthella sulcata* sau *Salpingoporella pygmaea* sunt frecvent asociate cu *Coscinoconus alpinus* şi *Protopeneroplis striata* la nivelul Jurasicului superior (Bucur, 1999; Schlagintweit et al., 2005).

În masivele Postăvaru şi Piatra Mare, un eveniment important este reprezentat de prima ocurență a microfosilei pelagice *Calpionella alpina*, care marchează începutul Tithonianului superior (Fig. 19) (Remane, 1986; Andreini et al., 2007; Petrova et al., 2019).

9.2 Cretacic inferior (Berriasian–?Valanginian bazal)

Acest interval a fost pus în evidență pe baza unei asociații micropaleontologice formate din alge dasycladale, foraminifere şi microfosile pelagice. Dintre algele dasycladale, se remarcă următoarele specii: *Clypeina parasolkani*, *Clypeina loferensis*, *Pseudocymopolia jurassica*, *Salpingoporella katzeri*, *Salpingoporella praturlonii*, *Seliporella neocomiensis*. Foraminiferele importante pentru acest interval de vârstă sunt: *Anchispirocyclina lusitanica*, *Coscinoconus campanellus*, *C. cherchiae*, *C. chiocchini*, *C. delphinensis*, *C. sagittarius*, *Meandrospira favrei*, *Montsalevia salevensis*, *Mouladella jourdanensis*, *Pfenderina neocomiensis*, *Protopeneroplis ultragranulata*, *Pseudolituonella gavonensis*, *Pseudotextulariella courtionensis*. Microfosilele pelagice reprezentative pentru Cretacicul inferior din zonele studiate sunt *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Crassicollaria brevis*, *C. intermedia*, *C. massutiniana* respectiv *C. parvula*.

Clypeina loferensis a fost menționată pentru prima dată din depozite de vârstă Tithonian superior de către Schlagintweit et al. (2009).

Clypeina parasolkani a fost descrisă pentru prima dată de Farinacci şi Radoičić (1991) din roci de vârstă Berriasian din Turcia. Schlagintweit (2011) respectiv Schlagintweit et al. (2009) au menționat această specie din depozite de vârstă Tithonian–Berriasian din zona Platformei Carbonatice Plassen.

Salpingoporella katzeri este cunoscută din depozite carbonatice de vârstă Berriasian–Valanginian (Carras et al., 2006).

Selliporella neocomiensis este comună în depozite Berriasiene (Peybernès, 1976; Bucur şi Săsăran, 2003; Granier, 2019; Barattolo et al., 2021) deşi prezența ei în calcarele Jurasicului terminal nu poate fi exclusă (Bucur et al., 2020).

Anchispirocyclina lusitanica este un foraminifer care marchează tranziția de la Tithonianul superior la Berriasianul inferior (Fourcade, 1970; Dya, 1992; Schlagintweit et al., 2005).

Reprezentanții genului *Coscinoconus* (*Coscinoconus campanellus*, *C. delphinensis, C. sagittarius*) caracterizează în general intervalul Berriasian–Valanginian (Jaffrezo, 1980; Arnaud-Vanneau et al., 1988; Altiner şi Ozkan, 1991; Bucur et al., 1995).

Meandrospira favrei a fost descrisă din calcare de vârstă Cretacic inferior (Berriasian superior–Valanginian) (Pop şi Bucur, 2001; Krajewski şi Olszewska, 2007; Bucur et al., 2020).

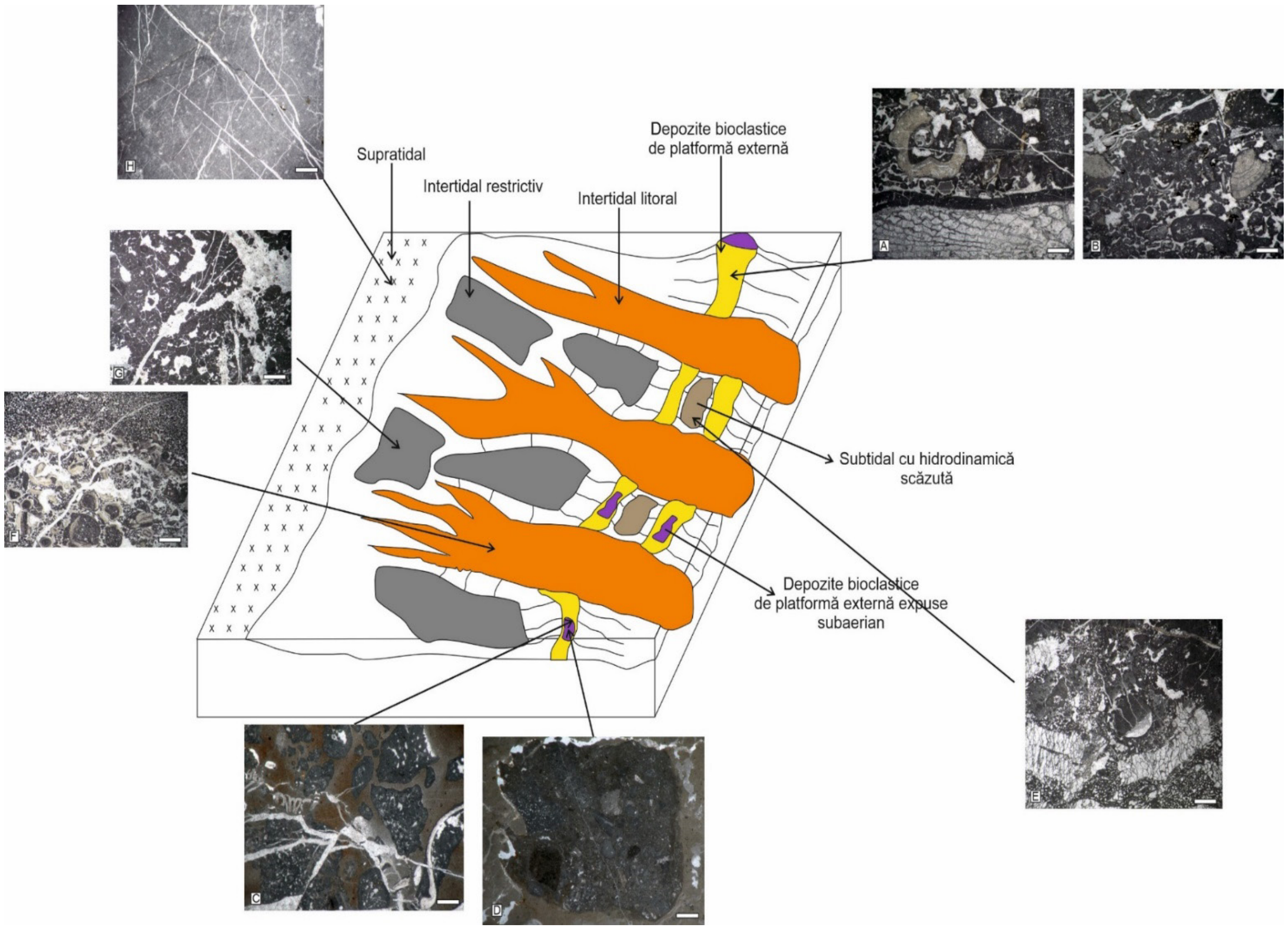


Figura 34. *Model depozițional pentru succesiunea carbonatică din Masivul Piatra Craiului (A, B – Grainstone bioclastic intraclastic; C, D – Galeți negri şi sediment carbonatic pigmentat cu oxi-hidroxizi de Fier; E – Wackestone cu structuri de tip Bacinella irregularis; F – Grainstone ooidic peloidal; G – Wackestone fenestrat peloidal; H – Mudstone omogen nefosilifer. Scara: 1 mm) (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

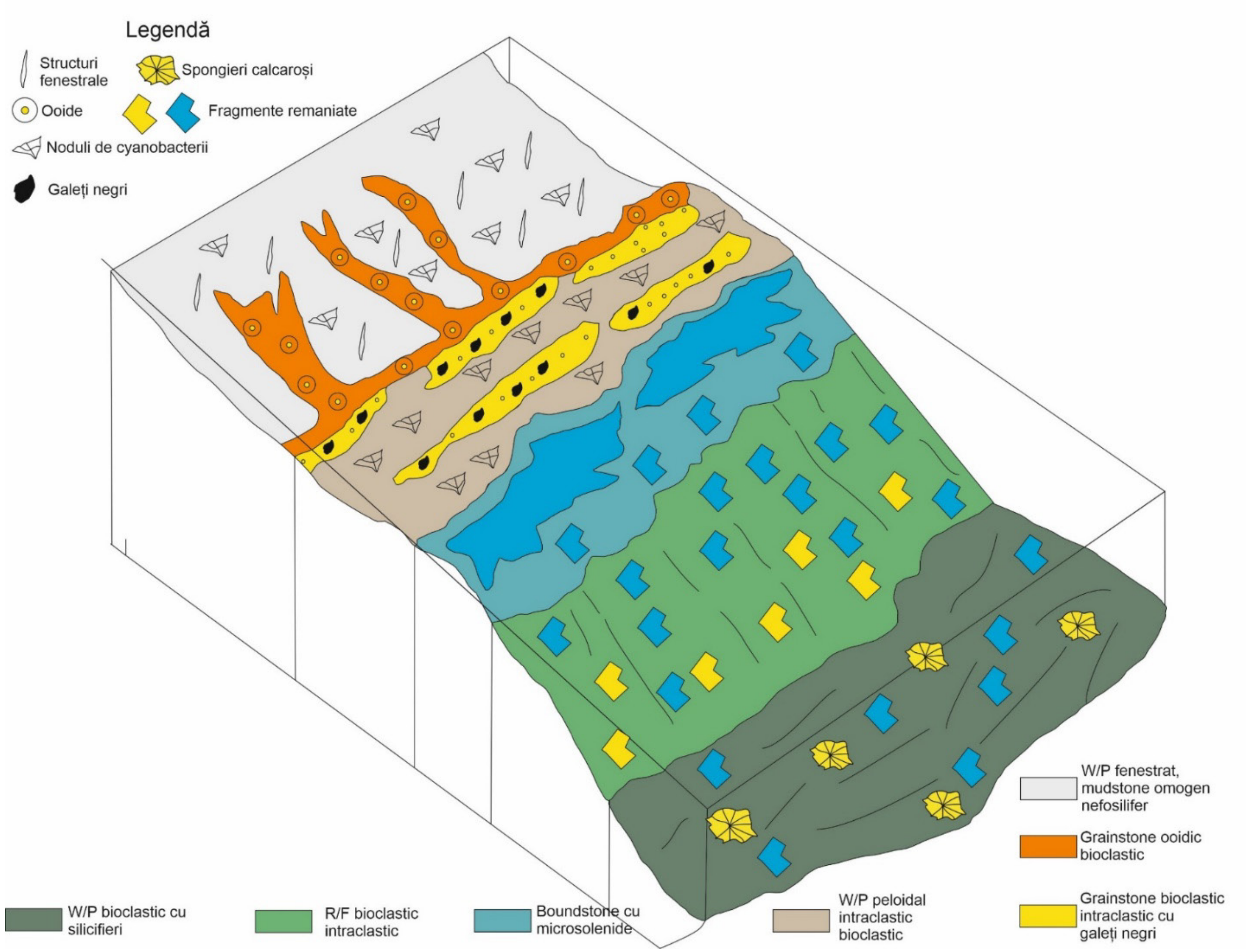


Figura 35. *Model depozițional pentru succesiunea carbonatică din Masivele Postăvaru şi Piatra Mare (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

Montsalevia salevensis cunoaşte o răspândire stratigrafică largă la nivelul Berriasian–Valanginianului (Darsac, 1983; Boisseau, 1987; Ciocchini et al., 1994).

Mouladella jourdanensis şi *Pfenderina neocomiensis* apar frecvent împreună în depozite carbonatice de vârstă Berriasian superior–Valanginian (Bucur et al., 1995).

Pseudolituonella gavonensis are o răspândire stratigrafică largă ce acoperă intervalul Berriasian–Apțian inferior (Bucur şi Cociuba, 1998; Turi et al., 2011; Bruchental et al., 2014; Suciu et al., 2021).

Pseudotextulariella courtionensis este un foraminifer berriasian întâlnit în depozite carbonatice de vârstă Cretacic inferior din Elveția (Brönnimann, 1966), Franța (Darsac, 1983) sau România (Mircescu, 2018; Mircescu et al., 2019).

Microfosilele pelagice sunt prezente doar în calcarele din masivele Postăvaru şi Piatra Mare. În Masivul Postăvaru, formele abundente de *Calpionella alpina* sunt fie asociate cu *Crassicollaria parvula* (secțiunea Drumul Roşu) (Fig. 20) sau cu alte microfosile pelagice (*Crassicollaria brevis*, *Crassicollaria intermedia*, *Crassicollaria massutiniana*). În general, întregul ansamblu de calpionellide caracterizează Subzona cu *Calpionella alpina* din Berriasianul inferior (Remane, 1986; Pop, 1989, 1994; Altiner şi Özkan, 1991; Bucur, 1992; Reháková şi Michalik, 1997; Lakova et al., 1999; Benzzagagh et al., 2012).

În Masivul Piatra Mare, sedimentarea a continuat până în Berriasianul mediu sau chiar Berriasianul terminal. Acest fapt este certificat de prezența speciei *Calpionella elliptica* în partea terminală a secțiunii Bunloc Vest, în asociație cu alte foraminifere Neocomiene (e.g. *Coscinoconus campanellus*). În general, prima ocurență a speciei *Calpionela elliptica* marchează Subzona cu *Calpionela elliptica* din Berriasianul mediu (Catalano şi Liguori, 1971; Rehakova şi Michalik, 1997; Andreini et al., 2007).

Deşi în unele lucrări s-a susținut ideea continuității de sedimentare până la nivelul Valanginianului inferior (e.g. Patrulius, 1980; Bucur et al., 2009; Mircescu et al. 2016, 2019) o reevaluare a datelor de literatură (Granier & Bucur, 2011; Granier, 2019) sugerează faptul că partea terminală a succesiunii carbonatice din Masivul Piatra Craiului ar putea fi cel mult de vârstă Valanginian bazal, întrucât nu există argumente micropaleontologice care să confirme prezența clară a Valanginianului în zonă.

CAPITOLUL 10.
Chemostratigrafie izotopică

10.1 Valorile izotopilor de carbon şi oxigen

10.1.1 Masivul Piatra Craiului

Analiza izotopică a fost efectuată în Masivul Piatra Craiului pe eşantioane de calcar ce provin din două secțiuni principale: Secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase respectiv secțiunea Zaplaz-Lanțuri. În secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase nivelul expus subaerian este situat între calcare masive şi calcare stratificate în bancuri sau strate cu grosimi decimetrice (Fig. 36 A-F). În secțiunea Zaplaz-Lanțuri, nivelul expus subaerian este format din calcare pigmentate cu oxizi de Fe care conțin galeți negri de dimensiuni milimetrice-centimetrice (Fig. 37 A-F).

Secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase

Probele localizate sub orizontul cu galeți negri (1082-1094, Fig. 36G, sub chenarul roşu) prezintă valori ale $\delta^{13}C$ cuprinse între 0,92 ‰ şi 2,58 ‰. Valorile carbonului cresc apoi de la 0,92 ‰ la 2,58 ‰ după care scad la 0,61 ‰ urmând să crească în cele din urmă la 2,05 ‰. Probele cu galeți negri (1095-1098) prezintă valori pozitive ale izotopilor de carbon, atât pentru matrice cât şi pentru galeții negri propriu-zişi (Fig. 36 H-J). Curba izotopilor de oxygen este similară cu cea a izotopilor de carbon (Fig. 36 G). Sub nivelul cu galeți negri valorile $\delta^{18}O$ au o tendință de creştere, de la – 4 ‰ la – 1 ‰ (probele 1082-1086, Fig. 36 G, sub chenar roşu). Ulterior, valorile scad din nou la – 4 ‰ şi rămân constante (probele 1088-1093, Fig. 36 G). În cadrul nivelului cu galeți negri se constată o scădere a valorilor de la – 1,5 ‰ la – 2,8 ‰.

Secțiunea Zaplaz-Lanțuri

Tendințele valorilor izotopice pentru secțiunea Zaplaz-Lanțuri sunt total diferite. Curba $\delta^{13}C$ se remarcă prin existența unor valori pozitive (+2 ‰) pentru probele aflate sub intervalul cu galeți negri (624-625, Fig. 37 G, J). Peste nivelul cu galeți negri, valorile scad până la + 0,5 ‰ (Proba 634 b, Fig. 37 G). În nivelul propriu-zis cu galeți negri, apar valori negative ale curbei carbonului, atât pentru matricea roşie pigmentată cu oxizi şi hidroxizi de Fe cât şi pentru galeții negri (Fig. 37 H-I).

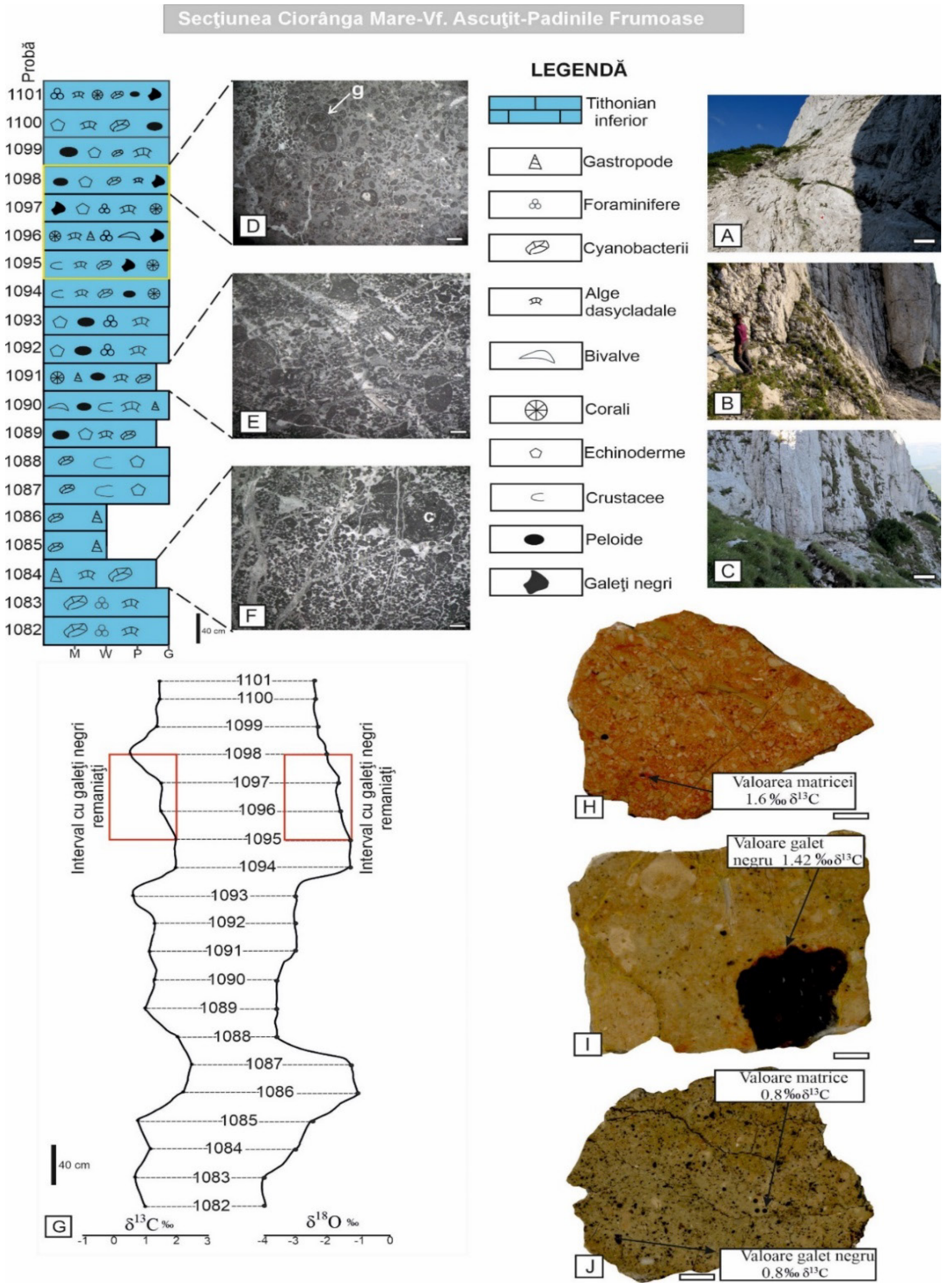


Figura 36. *Microfaciesuri şi valori izotopice pentru probele carbonatice din secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase (A-B – nivelul cu galeți negri din secțiunea studiată; C – calcare peritidale stratificate localizate deasupra nivelului cu galeți negri; D – grainstone bioclastic cu gastropode (g); E – grainstone peloidal intraclastic; F – grainstone peloidal bioclastic cu noduli de cyanobacterii (c); G – valorile izotopilor de carbon şi oxigen pentru probele carbonatice din secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase. Nivelul cu galeți negri este marcat cu un chenar roşu; H – J – valori pozitive ale izotopilor de carbon, atât pentru matrice cât şi pentru galeți negri. Scara: A, C – 0,5 m; D – F – 1 mm; H – J – 1 cm) (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

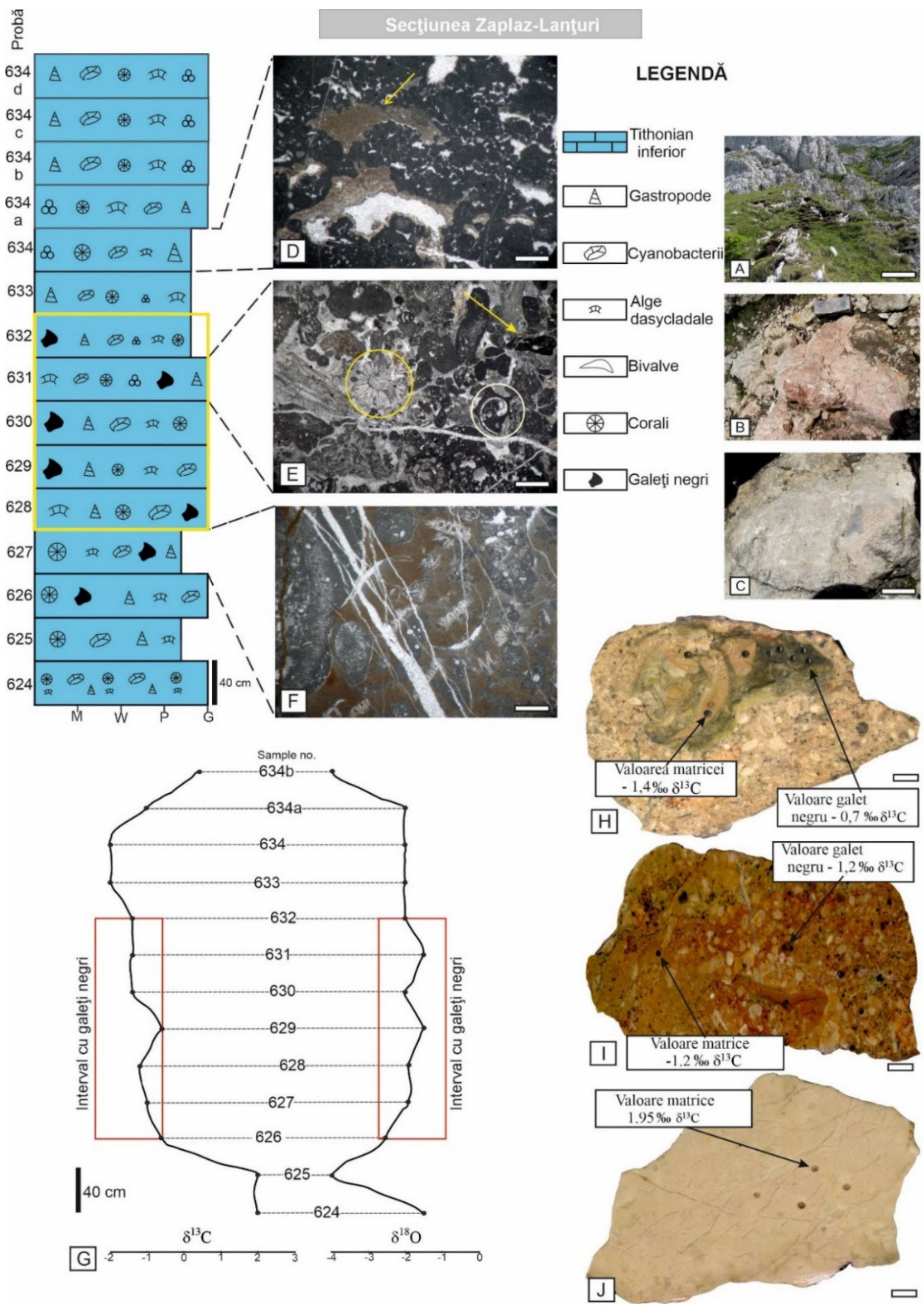


Figura 37. *Microfaciesuri şi valori izotopice pentru probele carbonatice din secțiunea Zaplaz-Lanțuri (A-C – nivelul cu galeți negri din secțiunea studiată; C – calcare peritidale stratificate localizate deasupra nivelului cu galeți negri; D – packstone peloidal fenestrat (g); E – grainstone peloidal bioclastic cu alge dasycladale (cerc galben) şi gastropode (cerc alb); F – packstone-grainstone cu A. sulcata, pigmentat cu oxizi şi hidorxizi de Fe; G – valorile izotopilor de carbon şi oxigen pentru probele carbonatice din secțiunea Zaplaz-Lanțuri. Nivelul cu galeți negri este marcat cu un chenar roşu; H – I – valori negative ale izotopilor de carbon, atât pentru matrice cât şi pentru galeți negri; J – valori pozitive ale izotopilor de carbon pentru matrice. Scara: A – 0,5 m; C – 15 cm; D – F – 1 mm; H – J – 1 cm) (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

Valorile înregistrează o scădere de la – 0,9 ‰ la – 1,1 ‰ (probele 630, 63—632, Fig. 37 G), scad până la un minim de – 1,9 ‰ iar apoi cresc la – 0,5 ‰ (Proba 634 a, Fig. 37 G). Curba $\delta^{18}O$ prezintă valori negative de la – 4 ‰ pentru probele care delimitează nivelurile cu galeți negri (probele 625 şi 634 b, Fig. 37 G). Între aceste puncte, curba oxigenului înregistrează valori constante, între – 1,5 ‰ şi – 2,00 ‰. Curbele izotopice de carbon şi oxigen au o dispunere în oglindă una față de cealaltă (Fig. 37 G).

10.1.2 Masivul Piatra Mare

Analizele izotopice de carbon şi oxigen au fost efectuate pe pulberi de calcar care provin din secțiunile Tamina, Cariera Bunloc respectiv Coada Pietrei Mari.

Secțiunea Tamina

Analiza izotopică a fost efectuată pe 23 de puncte de probare, pe o grosime totală de 35 m (Fig. 38). Marea majoritate a probelor înregistrează valori pozitive ale $\delta^{13}C$, între 0,18 ‰ şi 2,72 ‰. Valorile $\delta^{13}C$ variază între – 2,94 ‰ şi 2,72 ‰. Se înregistrează abateri negative mici la 9,5 m (proba 3612, – 0,10 ‰), 13,5 m (proba 3609, – 0,12 ‰), 27 m (proba 3600, – 0,10 ‰) respectiv 29,5 m (proba 3599, – 0,31 ‰). Totuşi, o abatere negativă semnificativă apare la probele 3605 şi 3601, deasupra secvenței Tithoniene, înainte de tranziția către porțiunea de vârstă Berriasian a succesiunii studiate. Datele indică o trecere abruptă de la 0,97 ‰ (proba 3606) la – 2,46 ‰ (proba 3605). Valorile negative accentuate sunt caracteristice pentru proba 3605 şi 3601, cu valoarea cea mai scăzută (– 2,94 ‰) pentru proba 3602. Valorile $\delta^{13}C$ cresc treptat până la – 0,31 ‰ (proba 3599, 29,5 m) iar apoi ating valori pozitive mai mari pentru partea superioară a secțiunii (Fig. 38). Valorile $\delta^{18}O$ sunt în general variabile dar negative şi sunt cuprinse între – 5,40 ‰ şi – 0,92 ‰ (Fig. 38). Cea mai mică valoare (– 5,40 ‰) apare la baza profilului. Acestea cresc apoi până la – 0,92 ‰ (proba 3614) fiind urmate de o scădere până la – 2,76 ‰ (7,5 m). O altă creştere de până la – 1,68 ‰ caracterizează următorii 4,5 m ai secțiunii (proba 3610). Intervalul dintre probele 3610 şi 3604 indică o creştere importantă de până la – 3,65 ‰ (proba 3604, 21 m grosime). Tendința generală pentru partea superioară a secțiunii Tamina este de scădere graduală a valorilor până la – 3,70 ‰ (proba 3601, 25,5 m), urmată de o creştere până la – 2,20 ‰.

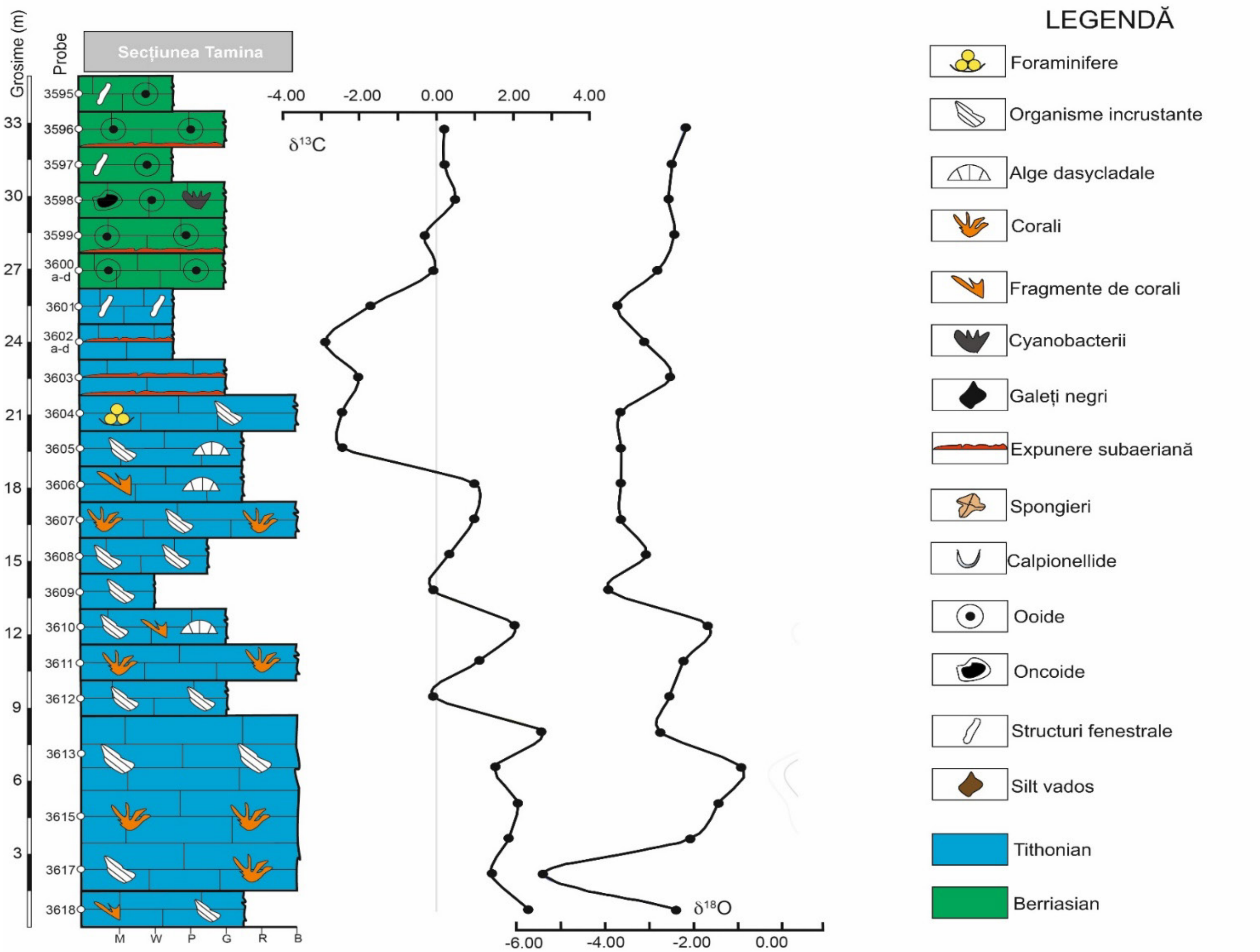


Figura 38. *Valori ale izotopilor de carbon şi oxigen pentru secțiunea Tamina, Masivul Piatra Mare (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

Cariera Bunloc

Au fost analizate 16 probe, pe o grosime totală de 24 m. În general, valorile $\delta^{13}C$ sunt constante pentru întreg profilul, cu anumite fluctuații, între 1,79 ‰ şi 2,31 ‰ şi o medie de 2,15 ‰. Pentru partea inferioară şi mediană a profilului valorile variază între 2,02‰ şi maxim 2,25 ‰. Partea superioară a secțiunii se caracterizează prin valori uşor mai mici cuprinse între 1,79 ‰ şi 2,05 ‰. Compoziția izotopilor de oxigen ($\delta^{18}O$) este cuprinsă între – 0,6 ‰ şi 0,58 ‰, cu o valoare medie de 0,01 ‰ (Fig. 39). Valorile negative sunt caracteristice pentru partea inferioară şi mediană a secțiunii, între probele 2989 şi 2999. Pe de altă parte, partea superioară a profilului se caracterizează printr-o tranziție de la valori negative (– 0,24 ‰, proba 3000) la valori pozitive (0,14 ‰, proba 3004) (Fig. 39).

Secțiunea Coada Pietrei Mari

Analiza izotopilor de carbon şi oxigen s-a făcut în cadrul acestei secțiuni pe patru probe, pe o grosime totală de 15 m. Totuşi, scopul principal a fost analiza galeților negri din această secțiune care au fost eşantionați prin zece puncte de probare. Valorile pentru matrice sunt constante pentru întreg profilul (media este 1 ‰) (Fig. 40). Pentru galeții negri, valorile $\delta^{13}C$ variază între – 0,80 ‰ şi 1,36 ‰ (Fig. 40). Valorile izotopilor de carbon sunt constante între probele 3239-3240 (0,39 ‰), cresc apoi până la 1,31 ‰ fiind urmate de o scădere până la 0,85 ‰ (proba 3242) (Fig. 40). Valorile pentru galeții negri sunt negative sau pozitive. Proba 3240 se caracterizează prin variații de la – 0,8 ‰ la 1,36 ‰. Primul grup are valori negative care fluctuează între minim – 0,8 ‰ şi maxim – 0,2 ‰. Al doilea grup are valori pozitive cuprinse între 0,46 ‰ şi 1,36 ‰ (Fig. 40). Valorile $\delta^{18}O$ pentru matrice sunt în general negative, între – 2,64 ‰ şi – 1,55 ‰, cu o medie de – 2 ‰. Totuşi, galeții negri prezintă valori negative mai mari, cuprinse între – 1,79 ‰ şi – 3,81 ‰.

10.2 Interpretare

Izotopii stabili ai carbonului sunt folosiți frecvent pentru a evidenția procese de expunere subaeriană în medii carbonatice (Banner şi Hanson, 1990; Oehlert şi Swart, 2014). Izotopii de oxigen sunt folosiți pe o scară mai redusă deoarece diageneza influențează destul de mult valorile acestora. Pentru intervalul Kimmeridgian–Berriasian, curbele izotopice ale carbonului au fost produse din depozite de apă adâncă

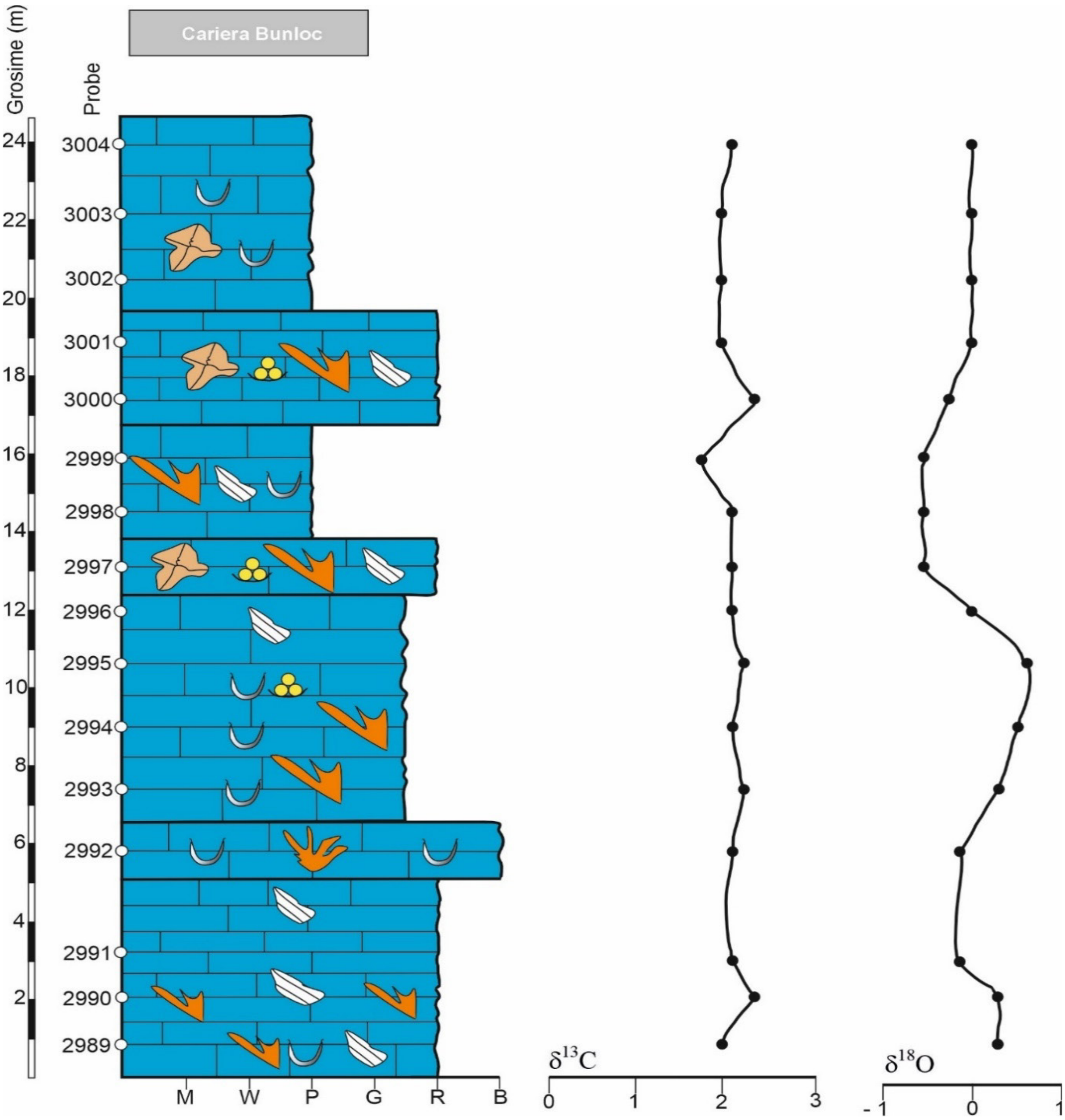


Figura 39. *Valori ale izotopilor de carbon şi oxigen pentru Cariera Bunloc, Masivul Piatra Mare. Legenda se găseşte în Figura 38 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

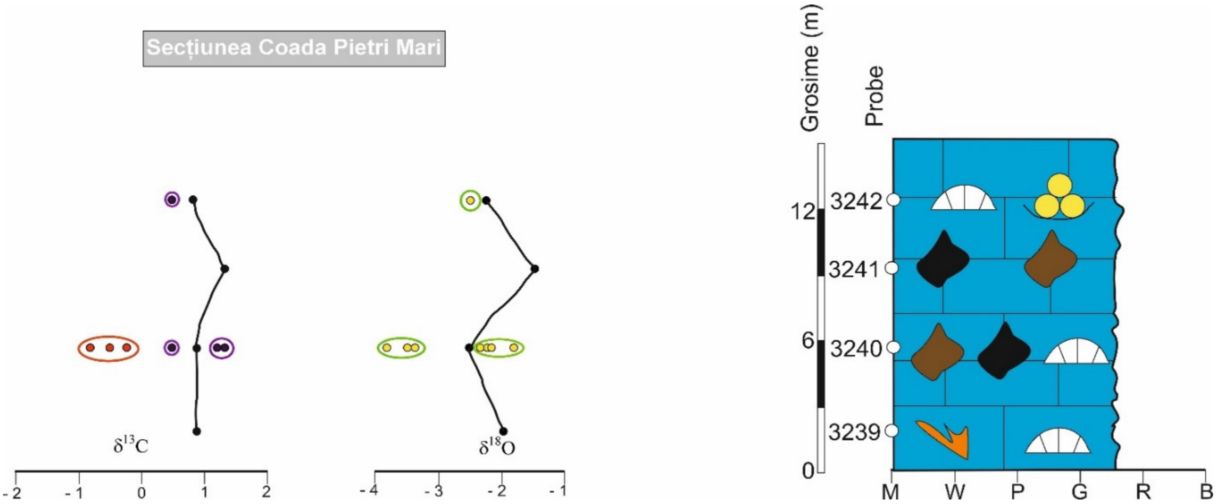


Figura 40. *Valori ale izotopilor de carbon şi oxigen pentru secțiunea Coada Pietrei Mari, Masivul Piatra Mare. Cercul roşu grupează valorile negative ale izotopilor de carbon pentru galeții negri. Cercurile mov grupează valorile pozitive ale izotopilor de carbon pentru galeții negri. Cercurile verzi grupează valorile izotopilor de oxigen pentru galeții negri. Legenda se găseşte în Figura 38 (după Mircescu et al., 2023, cu modificări).*

din domeniul Tethysyan sau Boreal (Weissert şi Channel, 1989; Weissert şi Mohr, 1996; Katz et al., 2005; Michalik et al., 2009). Valorile $\delta^{13}C$ sunt relativ constante pentru partea de nord a Masivului Piatra Mare (Cariera Bunloc). De asemenea, aceste valori sunt similare cu valorile globale ale tranziției Tithonian–Berriasian (Katz et al., 2005; Saltzmann şi Thomas, 2012). În acest caz, influența diagenezei asupra izotopilor de carbon şi oxigen a fost nesemnificativă. Calcarele de margine de platformă carbonatică din Masivul Piatra Craiului (secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase) conțin material expus subaerian (galeți negri) remaniat. Valori pozitive ale curbei de carbon sunt comune atât pentru galeții negri cât şi pentru matricea care îi găzduieşte. O situație similară se regăseşte şi în Masivul Piatra Mare (secțiunea Coada Pietrei Mari), acolo unde galeții negri şi matricea prezintă valori pozitive pentru carbonul izotopic. În alte cazuri, matricea are valori pozitive iar galeții negri sunt negativi. Galeții negri au fost descrişi de Strasser (1984) drept „intraclaste carbonatice remaniate care prezintă o culoare distinctă, neagră la cenuşie”. Aceştia au fost descrişi din depozite Mezozoice (Strasser şi Davaud, 1983) sau Holocene (Strasser, 1984). Sunt indicatori buni pentru procesele de expunere subaeriană (Strasser şi Davaud, 1983; Fröchlich, 2004). Procesul de înnegrire al materialului carbonatic este asociat cu galeții negri şi este cauzat fie de descompunerea plantelor terestre (Kendall şi Skipwith, 1969;

Ward et al., 1970; Strasser şi Davaud, 1983; Strasser, 1984; Lang şi Tucci, 1997) sau de incendiile de vegetație (Vera şi Cisneros, 1993). Diageneza meteorică joacă un rol important în formarea acestora (Saltzmann şi Thomas, 2012). În Masivul Piatra Mare (Coada Pietrei Mari), cele mai negative valori ale carbonului izotopic corespund cu cele mai negative valori ale oxigenului. Toate aceste date indică faptul că în secțiunile Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase respectiv Coada Pietrei Mari, galeții negri au fost remaniați din orizonturi adiacente expuse subaerian în medii subtidale de margine de platformă carbonatică. Modele depoziționale asemănătoare a fost descrise din Munții Jura sau alte zone ale Carpaților Româneşti (Strasser şi Davaud, 1983; Săsăran, 2006; Strasser, 2015). Depozitele carbonatice din olistolitul de la Coada Pietrei Mari prezintă asemănări foarte mari cu nivele similare din Piatra Craiului (Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase) şi în ceea ce priveşte conținutul micropaleontologic. Acest lucru sugerează faptul că toate aceste depozite au aceeaşi vârstă (Tithonian). Mai mult decât atât, olistolitul de la Coada Pietrei Mari este cantonat în conglomerate Apțiene din Pânza de Ceahlău. Aria sursă a acestui olistolit ar putea să o reprezinte partea de nord a Masivului Piatra Craiului.

Procesele de expunere subaeriană sunt evidente în Masivul Piatra Craiului, în secțiunea Zaplaz-Lanțuri, acolo unde valorile izotopice ale curbei carbonului sunt negative, atât pentru matrice cât şi pentru galeții negri. Astfel de valori negative sunt tipice pentru suprafețele expuse subaerian, unde procesele de dizolvare meteorică sunt foarte active (Allan şi Mathews, 1982; Algeo et al., 1992). Prezența siltului vados în cavități şi caracteristicile microfaciesale reprezintă argumente suplimentare care explică influența diagenezei meteorice asupra acestor roci (Lohmann, 1988). În secțiunea Zaplaz-Lanțuri din Masivul Piatra Craiului, expunerea subaeriană este evidentă. Ansamblul micropaleontologic indică vârsta Tithonian inferior pentru aceste depozite. În secțiunea Tamina, din Masivul Piatra Mare se constată o tranziție distinctă de la depozite de pantă la medii de platformă internă. Pigmentarea cu oxi-hidroxizi de Fier este foarte comună. Curba izotopilor de carbon este marcată de o trecere clară de la valori pozitive în bază la valori negative în partea superioară. În anumite cazuri, expunerea subaeriană a afectat calcare de tip boundstone. Coralii au valori pozitive (pentru izotopii de carbon) în timp ce sedimentul intern pigmentat cu oxizi de Fier are valori negative. Astfel de valori ale izotopilor de carbon caracterizează şi alte faciesuri carbonatice din această secțiune (wackestone-packstone peloidal fenestrat, grainstone bioclastic ooidic, grainstone-rudstone bioclastic). Dintre acestea, faciesul de tip wackestone-packstone peloidal fenestrat prezintă valorile cele mai scăzute ale izotopilor de carbon. Toate aceste date indică faptul că expunerea subaeriană s-a produs sub

influența diagenezei meteorice, în secțiunea Tamina, la nivelul Tithonianului. Aceste depozite sunt localizate între ultima ocurență a algei *Petrascula bursiformis* şi prima ocurență a foraminiferului *Coscinoconus cherchiae*. Este destul de dificil să se facă o corelare între depozitele expuse subaerian din masivul Piatra Craiului şi cele din masivul Piatra Mare. Datele faciesale, biostratigrafice şi geochimice existente indică existența unor episoade de expunere subaeriană, atât în Masivul Piatra Craiului cât şi în masivul Piatra Mare. Expunerea subaeriană a avut loc la nivelul Tithonianului, pe măsură ce rata de sedimentare depăşea rata de creare a spațiului de acomodare. Analiza geochimică pune în evidență cu certitudine existența unei limite de secvență în Masivul Piatra Craiului.

CAPITOLUL 11.
Caracterul repetitiv al faciesurilor din partea superioară a succesiunii carbonatice din Masivul Piatra Craiului

Succesiunea peritidală din Masivul Piatra Craiului oferă posibilități foarte bune pentru analiza stratigrafică secvențială. Se pot diferenția două unități depoziționale distincte: prima este constituită din depozite de margine de platformă carbonatică iar cea de-a doua este formată din calcare peritidale. Succesiunea peritidală este de vârstă Tithonian–?Valanginian bazal şi este foarte bine deschisă în partea superioară a secțiunilor Vlăduşca respectiv Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase. În definirea secvențelor depoziționale se pot lua în calcul două modele: Modelul Exxon şi Modelul Galloway (sensu Galloway, 1989). Analiza succesiunii peritidale urmează o combinație între Modelul Galloway şi cele propuse de Strasser et al. (1999) respectiv Husinec şi Read (2007). Această schemă este ideală pentru studiul stratigrafic secvențial al succesiunilor carbonatice peritidale. Aceşti autori au definit secvențele la scară mică, de tip deepening-shallowing. O astfel de secvență la scară mică este mărginită de suprafețe de inundare şi conține o componentă transgresivă dispusă peste o suprafață de inundare. Peste ele se suprapun depozite carbonatice caracterizate printr-o tendință de scădere a adâncimii mediului depozițional (Fig. 41). O astfel de secvență la scară mică este definită de o tranziție graduală de la depozite intertidale de energie ridicată (grainstone peloidal intraclastic, grainstone ooidic) la faciesuri intertidale restrictive sau supratidale (Fig. 41A). Al doilea model presupune existența unui contact net între calcare intertidale şi supratidale sau între strate ce conțin faciesuri de tip intertidal litoral şi faciesuri de tip intertidal restrictiv (Fig. 41 B-C). În a treia situație există contacte directe între depozite intertidale restrictive şi roci carbonatice supratidale (Fig. 41 B-C).

11.1 Secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase

Depozite de margine de platformă carbonatică

Depozitele de margine de platformă carbonatică au o grosime totală de 48 m. Grosimea medie a bancurilor carbonatice este de 0,75 m. Faciesurile bioclastice de margine de platformă carbonatică sunt înlocuite treptat pe verticală de calcare ooidice bioclastice (Fig. 42 A). Partea superioară a depozitelor de margine de platformă carbonatică este constituită din alternanțe de faciesuri de tip grainstone bioclastic şi wackestone cu fosile întregi.

Calcare peritidale

Partea peritidală a succesiunii conține 80 de secvențe la scară mică. O astfel de secvență la scară mică are grosimi care variază între 3 şi 10 m. 78 % dintre secvențele la scară mică sunt mărginite în top de depozite supratidale de tip mudstone omogen nefosilifer sau wackestone cu rare structuri fenestrale. În rare cazuri, topul secvențelor la scară mică este constituit din mudstone cu crăpături de uscare sau wackestone cu vadoide (Fig. 42 C). Faciesurile cele mai puțin adânci sunt acoperite întotdeauna de o suprafață de inundare care marchează baza următoarei secvențe la scară mică (Fig. 42 B-C).

Secvențele la scară mică au fost grupate în 21 de secvențe la scară medie. Grosimea medie a acestor secvențe este de 12 m (Fig. 42 B-C). Secvențele la scară medie au fost grupate prin urmărirea aranjamentului vertical al secvențelor la scară mică. Topul fiecărei secvențe la scară medie este delimitat de faciesul cel mai puțin adânc corespunzător întregii secvențe (Fig. 42 C). Un alt criteriu diagnostic îl reprezintă creşterea pe verticală a proporției faciesurilor mai puțin adânci, într-o succesiune de secvențe la scară mică ce formează o singură secvență medie (Fig. 42 B-C). Modificarea numărului de strate pe verticală a fost de asemenea luată în calcul. Numărul stratelor acumulate în mediu intertidal restrictiv poate să scadă pe verticală într-o succesiune de mai multe secvențe mici suprapuse. Această tendință este urmată de o creştere pe verticală a numărului de strate cu faciesuri supratidale (Fig. 42 C).

11.2 Secțiunea Vlăduşca

Depozite de margine de platformă carbonatică

Calcarele de margine de platformă carbonatică formează o unitate cu o grosime de 70 m, localizată sub calcarele peritidale. Stratele au grosimi decimetrice şi conțin galeți negri cu dimensiuni milimetrice la centimetrice.

Calcare peritidale

Această succesiune peritidală conține 71 de secvențe la scară mică, grupate în 20 de secvențe la scară medie. Grosimea variază între 1,5 şi 19,5 m cu valori medii de 5 m. 95 % dintre secvențele la scară mică conțin în partea terminală depozite supratidale şi doar 5 % conțin strate intertidale în top (Fig. 43). Foarte rar, partea terminală a unei secvențe mici conține faciesuri tipice pentru medii intertidale.

În cadrul secvențelor la scară medie, numărul stratelor intertidale scade pe verticală odată cu creşterea numărului de strate care conțin faciesuri supratidale (Fig. 43 B). Grosimea pachetelor de strate intertidale litorale poate descreşte pe verticală, de la o secvență la scară mică la altă secvență similară, în cadrul aceleiaşi secvențe medii (Fig. 43 A-C). Această tendință este acompaniată de o scădere a granulației pe verticală, spre partea superioară (Fig. 43 C). Altă tendință implică de fapt creşterea numărului de strate supratidale pe verticală, în cadrul unei singure secvențe medii formată din mai multe secvențe la scară mică (Fig. 43C).

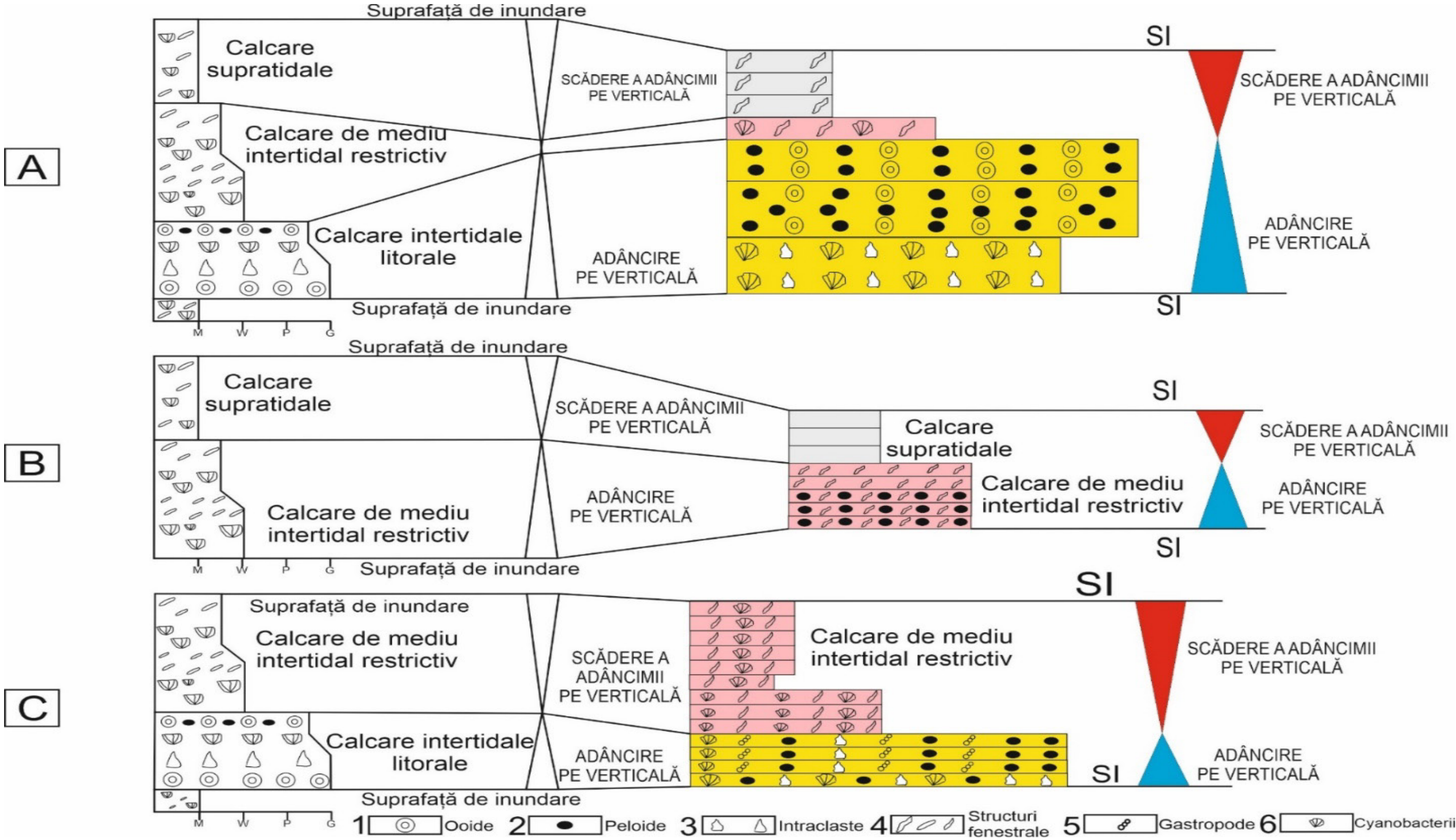


Figura 41. *Modele de secvențe la scară mică (A – secvență compusă din calcare intertidale litorale, restrictive respectiv calcare supratidale; B – secvență alcătuită din calcare intertidale restrictive şi supratidale; C – secvență formată doar din calcare intertidale) (după Mircescu, 2018, cu modificări).*

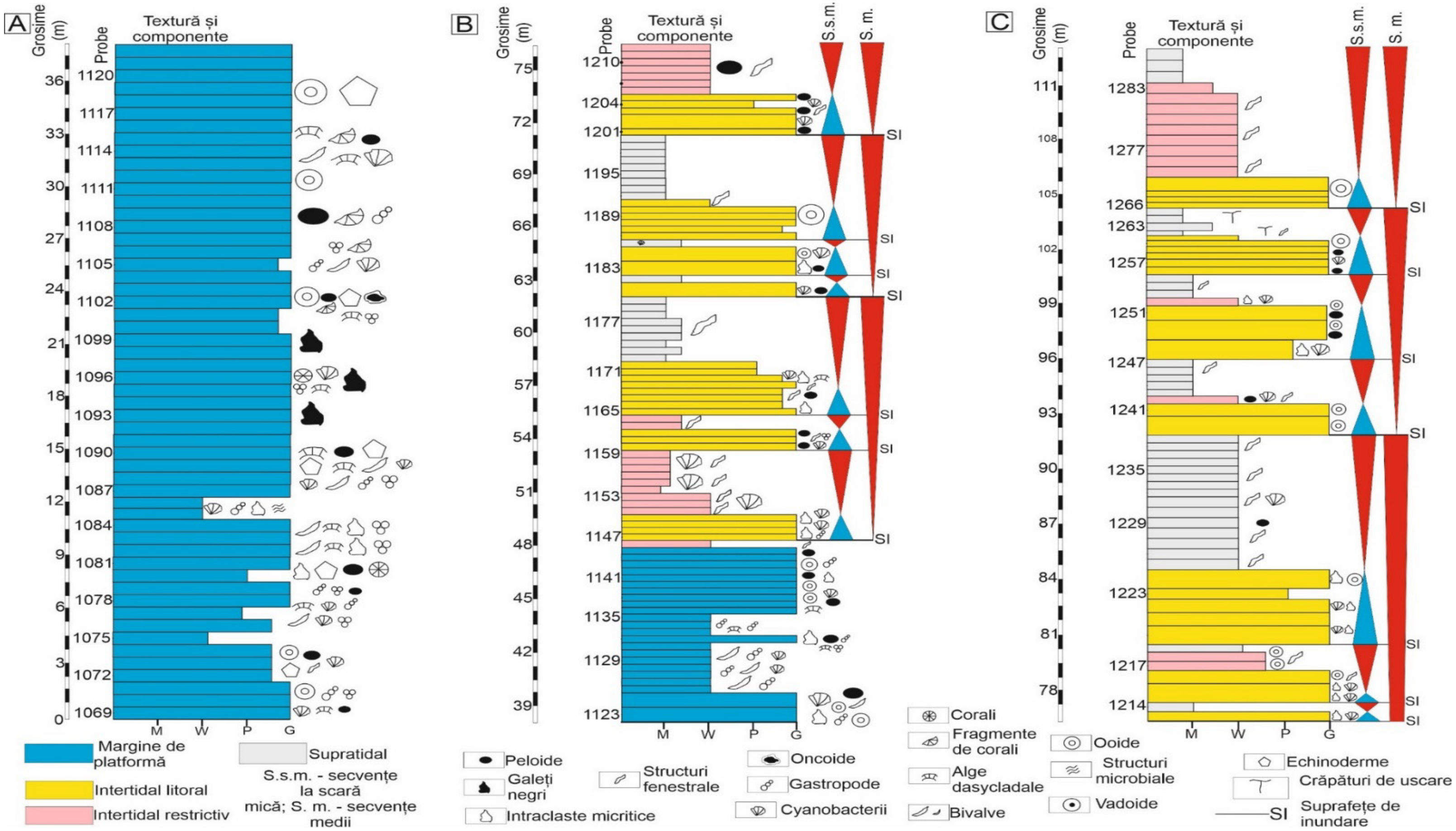


Figura 42. *Suprapunerea secvențelor la scară mică peste depozite de margine de platformă carbonatică în secțiunea Ciorânga Mare – Vârful Ascuțit – Padinile Frumoase (A – depozite carbonatice de margine de platformă carbonatică; B – C – secvențe la scară mică şi secvențe medii) (după Mircescu et al., 2019, cu modificări).*

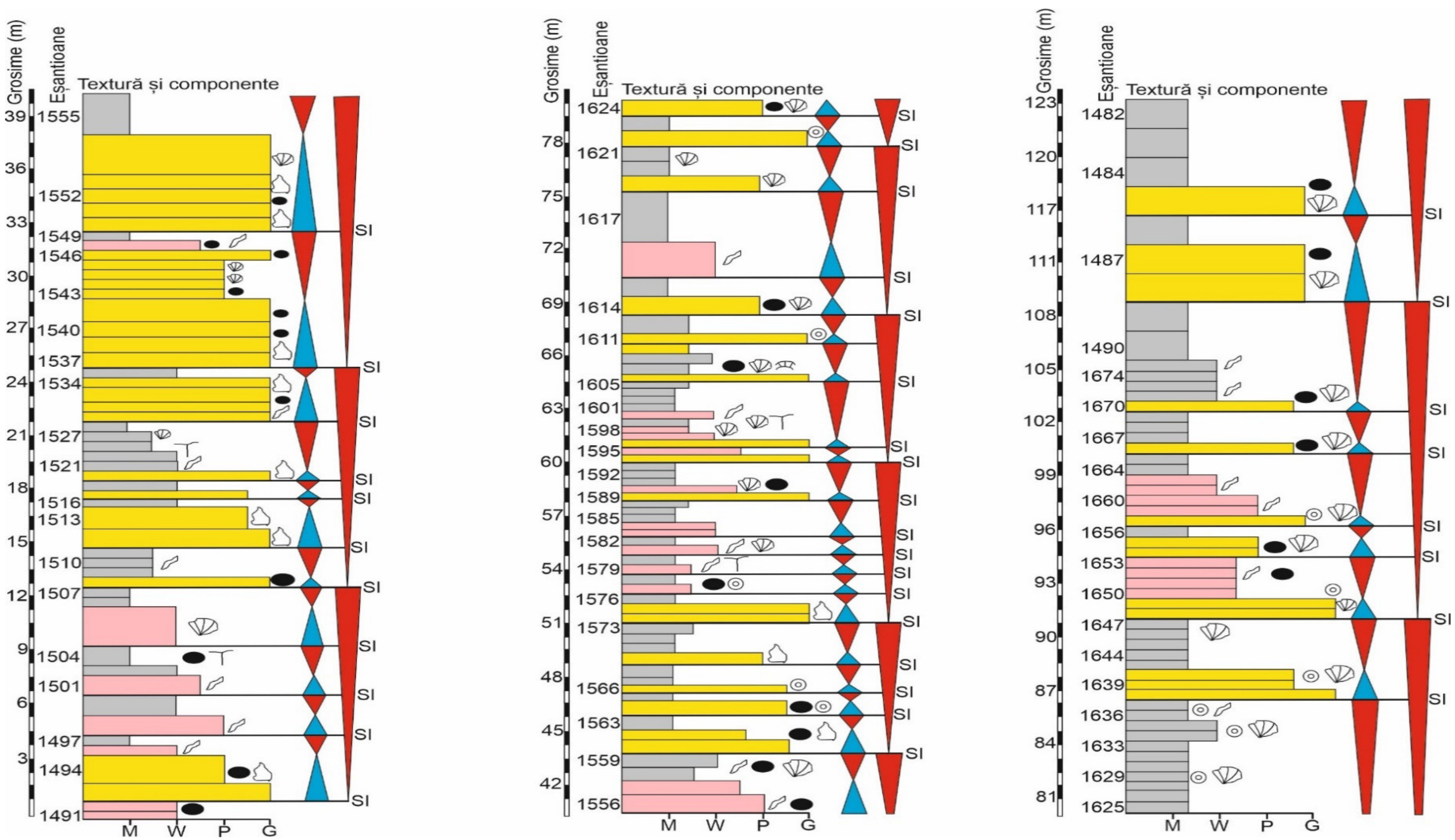


Figura 43. *Suprapunerea secvențelor la scară mică în partea inferioară a succesiunii peritidale din secțiunea Vlăduşca (A – C – secvențe la scară mică şi secvențe medii). Legenda se găseşte în figurile 41-42 (după Mircescu et al., 2019, cu modificări).*

CAPITOLUL 12.
Stratigrafia secvențială a Platformei Carbonatice Getice

Marginea nordică a oceanului Neo-Tethys a fost marcată de dezvoltarea pe scară largă a unui sistem complex de platforme carbonatice, între 19 şi 24 de grade paleolatitudine nordică, în Domeniul Getic (Panaiotu, 1998; Lazăr şi Grădinaru, 2017). În Masivul Piatra Craiului, calcarele de margine de platformă de vârstă Tithonian inferior sunt acoperite de depozite peritidale cu grosimea medie de 600 m. Orizontul expus subaerian poate fi urmărit lateral şi asociat cu o limită de secvență. Aceasta împarte întreaga succesiune în două secvențe majore. Prima dintre ele coincide cu depozite de pantă sau recifale, de vârstă Jurasic superior. Partea bazală a acestei secvențe corespunde cu o unitate genetică de nivel transgresiv (TST) în timp ce partea superioară echivalează cu o unitate genetică de nivel ridicat (HST) caracterizată de acumularea unor depozite recifale. Datele microfaciesale, diagenetice şi chemostratigrafice indică localizarea acestei limite de secvență în partea mediană a depozitelor de margine de platformă carbonatică din Masivul Piatra Craiului. Expunerea subaeriană este un fenomen frecvent care apare asociat cu astfel de limite de secvență acoperite de unități transgresive (Strasser et al., 1999; Hillgärtner et al., 2001). Deasupra limitei de secvență, transgresiunea inițială este urmată de dezvoltarea unor depozite agradaționale. S-au acumulat bancuri carbonatice, cu grosimi constante de 0,75 m, caracterizate printr-o tranziție verticală de la faciesuri oolitice la faciesuri bioclastice. Structura ooidelor sugerează condiții marine hipersaline tipice pentru medii aride, similare cu cele din zona Mediteraneană şi Orientul Mijlociu, marcând totodată debutul fazei aride din Tithonian (Husinec şi Read, 2007). Aceste depozite agradaționale trec pe verticală spre depozite de highstand care corespund unității genetice de nivel ridicat, alcătuită din roci carbonatice peritidale. Acestea sunt formate din secvențe la scară mică, suprapuse, alcătuite din cicluri incomplete din care lipseşte în general componenta subtidală. Amplitudinea mică a schimbărilor de nivel marin este indicată de abundența faciesurilor de tip mudstone omogen nefosilifer acumulate în medii supratidale. În cazuri excepționale, topul secvențelor la scară mică este format din calcrete sau wackestone cu vadoide şi rizolite. Astfel de depozite indică prezența unor zone expuse parțial unde limita de secvență este acoperită direct de suprafața de inundare a următoarei

secvențe la scară mică. Formarea secvențelor la scară mică este atribuită unor procese autociclice şi alociclice. Procesele autociclice sunt în general responsabile pentru dezvoltarea ciclurilor carbonatice în medii de apă puțin adâncă (Strasser, 1994) şi sunt marcate de tranziții laterale de la faciesuri intertidale la faciesuri supratidale (Ginsburg, 1971; Matti şi McKee, 1977; Pratt şi James, 1986). Formarea secvențelor de tip deepening-shallowing (sensu Strasser et al., 1999) presupune existența a două etape majore. Într-o primă fază, se creează spațiu de acomodare deasupra suprafeței de inundare şi se acumulează în principal faciesuri intertidale litorale. Abundența peloidelor şi a ooidelor indică un mediu cu energie ridicată. Producția maximă de material carbonatic în sistemele peritidale este asociată cu creşterea inițială a nivelului marin şi formarea spațiului de acomodare (Strasser, 1994). Tendința de scădere succesivă pe verticală a grosimii secvențelor la scară mică indică o scădere a ratei de formare a spațiului de acomodare şi progradarea întregii succesiuni carbonatice, în condiții tot mai restrictive (Goldhammer şi Lehmann, 1991). Bălțile şi mlaştinile intertidale erau separate de medii marine deschise (Strasser şi Vedrine, 2009) iar sedimentul carbonatic era produs în principal de cyanobacterii (Săsăran et al., 2013).

Fiecare secvență la scară medie prezintă o tendință generală de scădere a adâncimii pe verticală chiar dacă partea bazală a secvențelor la scară mică se caracterizează printr-o adâncire a mediului depozițional, imediat deasupra limitei se secvență. În cadrul fiecărei secvențe la scară medie, proporția faciesurilor intertidale şi supratidale creşte pe verticală. Acest model depozițional este asemănător cu alte modele propuse de diferiți autori (Strasser, 1991; Strasser şi Hillgärtner, 1998). Partea superioară a secțiunilor studiate conține depozite subtidale caracteristice pentru medii marine normale. Un contact net separă aceste depozite de marnele de vârstă Valanginian superior. Această suprafață este echivalentă cu aceeaşi suprafață de discontinuitate identificată de Patrulius (1969) în Culoarul Dâmbovicioara. Grădinaru et al. (2016) au descris această suprafață ca pe o discontinuitate de înecare. Depozite asemănătoare sunt prezente în Culoarul Dâmbovicioara, acolo unde succesiunea de vârstă Kimmeridgian–?Valanginian bazal formează aflorimente importante. Calcarele de vârstă Jurasic superior (Kimmeridgian–Tithonian inferior) au o grosime totală de 400 m şi sunt constituite din alternanțe de roci recifale, depozite de pantă şi margine de platformă carbonatică. Depozitele peritidale au o grosime de 400 m. Bancurile bioclastice de margine de platformă conțin galeți negri (Săsăran et al., 2017). Grosimea totală a succesiunii de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior este de 800 m. Caracteristicile faciesale şi sedimentologice ale acesteia sunt foarte asemănătoare cu succesiunea din Masivul Piatra Craiului. Totuşi, diferențele de grosime sunt evidente, în condițiile în

care în Masivul Piatra Craiului, calcarele ating 1200 m la nord de Vârful La Om. Aceste diferențe pot fi explicate de o rată mult mai mare a subsidenței pentru succesiunea calcaroasă din Masivul Piatra Craiului. Prezența galeților negri în cadrul aceluiaşi tip de litofacies (Săsăran et al., 2017) ar putea indica prezența unei limite de secvență în Culoarul Dâmbovicioara. Mai mult decât atât, olistolitele din Masivul Piatra Mare (Coada Pietrei Mari) conțin calcare bioclastice cu galeți negri, foarte asemănătoare din punct de vedere microfaciesal şi micropaleontologic cu cele din partea nordică a Masivului Piatra Craiului. Aria sursă a acestor olistolite ar putea fi reprezentată de Masivul Piatra Craiului. Acumularea sedimentelor de vârstă Tithonian– ?Valanginian bazal corespunde unui aliniament care începe în Masivul Piatra Craiului şi continuă spre Masivul Bucegi prin Masivul Postăvaru (Patrulius, 1969; Bucur et al., 2010). Masivul Piatra Craiului reprezenta zona cea mai puțin adâncă acestui aliniament. Depozitele pelagice se acumulau în Masivul Bucegi. Masivele Postăvaru şi Piatra Mare reprezentau un sector intermediar de acumulare a materialului carbonatic. Depozitele din partea centrală şi sudică a Masivului Postăvaru respectiv partea nordică a Masivului Piatra Mare (Bunloc) alcătuiau o zonă de tranziție de la bazin la pantă superioară. Sub aspect paleobatimetric, acestea s-au acumulat într-un mediu mai adânc decât calcarele de pantă superioară din Piatra Craiului. De asemenea, calcarele de platformă internă din nordul Masivului Postăvaru (compartimentele Braşov şi Cristian) s-au acumulat în medii mai puțin restrictive decât depozitele de aceeaşi vârstă din Masivul Piatra Craiului sau Culoarul Dâmbovicioara. Faciesurile de tip mudstone omogen nefosilifer sunt mult mai rare iar proporția cyanobacteriilor de tip Rivulariaceu este mai mică. Tot în această a fost identificat un nivel cu galeți negri (Dealul Şprenghiu) de vârstă Tithonian superior–Berriasian inferior. Acest lucru demonstrează faptul că au existat multiple episoade de expunere subaeriană, la limita Jurasic–Cretacic, în partea de est a Platformei Carbonatice Getice. Faciesurile identificate în olistolitele din partea centrală şi sudică a Masivului Piatra Mare sunt foarte asemănătoare cu faciesurile din succesiunea peritidală din Masivul Piatra Craiului. Aria sursă a acestor olistolite ar putea corespunde cu Masivul Piatra Craiului, Culoarul Dâmbovicioara sau chiar partea de nord a Masivului Postăvaru.

CAPITOLUL 13.
Concluzii

1) Acest studiu s-a bazat pe descifrarea tranziției Jurasic–Cretacic în partea de est a Platformei Carbonatice Getice. Principalul scop l-a reprezentat elucidarea incertitudinilor faciesale, biostratigrafice şi chemostratigrafice generate de lipsa unor abordări similare în Masivele Piatra Craiului, Postăvaru şi Piatra Mare.

2) Au fost analizate peste 40 de secțiuni geologice. Studiul acestora a permis obținerea unor informații valoroase legate de caracteristicile microfaciesale, biostratigrafice şi chemostratigrafice ale calcarelor de vârstă Jurasic superior–Cretacic inferior din zonă. Ansamblul micropaleontologic foarte bogat (peste 40 de specii) a permis atribuirea vârstei Kimmeridgian–Berriasian superior acestor calcare. Prezența Valanginianului bazal este problematică şi nu există argumente micropaleontologice care să pună în evidență, cu certitudine, existența unor astfel de depozite în partea de Est a Platformei Carbonatice Getice.

3) Analiza chemostratigrafică a fost efectuată pe pulberi carbonatice provenite din calcare de apă adâncă respectiv calcare de platformă internă. Datele geochimice pun în evidență episoade de expunere subaeriană în Tithonian şi Berriasian, în roci carbonatice peritidale. Răspunsul izotopic pentru calcarele de apă adâncă din partea de nord a Masivului Piatra Mare este asemănător cu datele globale ale tranziției Tithonian–Berriasian.

4) Asociațiile de facies identificate sunt tipice pentru o varietate mare de medii depoziționale caracterizate prin tranziții de la zone de bazin/pantă la platformă internă. Prezența depozitelor de vârstă Cretacic inferior este bine documentată pe baza unui ansamblu micropaleontologic compus din microfosile pelagice (*C. alpina*, *C. elliptica*, *C. parvula*, *C. brevis*, *C. intermedia*) respectiv alge dasycladale şi foraminifere (*S. neocomiensis*, *M. favrei*, *P. courtionensis*). Acest studiu completează inventarul faciesal şi micropaleontologic al succesiunii Jurasicului superior–Cretacicului inferior din Platforma Carbonatică Getică.

Referințe bibliografice

Algeo T.J., Wilkinson B.H., Lohmann K. C. (1992) - Meteoric-burial diagenesis of Middle Pennsylvanian Limestones in the Orogrande Basin, New Mexico: water/rock interactions and basin geothermics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(4): 652-670

Allan J.R., Mathews R.K. (1982) – Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29(6): 797-817

Altiner D., Özkan S. (1991) – Calpinellid zonation in north-western Anatolia (Turkey) and calibration of the stratigraphic ranges of some benthic foraminifera at the Jurassic–Cretaceous boundary. *Geologica Romana*, 27: 215-235

Andreini G., Caracuel J.E., Parisi G. (2007) - Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian–Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy). *Swiss Journal of Geosciences*, 100: 179-198

Armenteros I., Daley B. (1998). Pedogenic modification and structure evolution in palustrine facies as exemplified by the Bembridge Limestone (Late Eocene of the Isle of Wight, southern England). *Sedimentary Geology*, 119: 275-295

Arnaud-Vanneau A., Boisseau T., Darsac, C. (1988). Le genre *Trocholina* Paalzow 1922 et ses principales espèces au Crétacé. *Revue de Paléobiologie*, 2(86): 353-377

Banner, I.L., Hanson, G.H. (1990) - Calculation of simultaneous isotope and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3123-3137

Banner, F.T., Whittaker, J.E. (1991) - Redmond's "new lituolid foraminifera" from the Mesozoic of Saudi Arabia. *Micropaleontology*, 37: 41-59

Barattolo, F., Amodio, S., Bucur, I.I., Martino, M. (2021) – *Selliporella johnsonii* (Praturlon) nov. comb. and *Selliporella neocomiensis* (Radoičić) (green algae, Dasycladales), taxonomic reconsideration and chronostratigraphic calibration. *Cretaceous Research*, 125: 194848

Beccaro, P., Lazăr, I. (2007) - Oxfordian and Callovian radiolarians from the Bucegi Massif and Piatra Craiului Mountains (Southern Carpathians, Romania). *Geologica Carpathica*, 58: 305-320

Benzzagagh, M., Cecca, F., Schnyder, J., Seyed-Emami, K., Majidifard, M.R. (2012) – Calpionelles et microfaunes pélagiques du Jurassique supérieur–Crétacé inférieur dans les Formations Shal et Kolur (Montagnes du Talesh, chaîne de l'Elbourz, Nord-Ouest Iran). Répartition stratigraphique, espèces nouvelles, revision systématique et comparaisons regionals. *Annales de Paléontologie*, 98: 253-301

Boisseau, T. (1987) - *La plate-forme jurassique et sa bordure subalpine au Berriasien–Valanginien (Chartreuse-Vercors). Analyse et correlation avec les séries de basin* (Teză de doctorat). University of Grenoble, 413 p

Brandano, M., Corda, L., Tomasetti, L., Testa, D. (2015) – On the peritidal cycles and their diagenetic evolution in the Lower Jurassic carbonates of the Calcare Massiccio formation (Central Apenines). *Geologica Carpathica*, 66: 393-407

Braithwaite, C.J.R. (1979) – Crystal textures of recent fluvial pisolites and laminated crystalline crusts in Dyfed, South Wales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 181-194

Brönnimann, P. (1966) - *Pseudotextulariella courtionensis*, n. sp., from the Valanginian of well Courtion 1, Courtion, Canton of Fribourg, Switzerland. Archives des Sciences, 19 (3): 265-278

Bucur, I. (1978) - Microfaciesurile calcarelor albe din partea nordică a masivului Piatra Craiului. Considerații biostratigrafice. *Dări de Seamă ale Şedințelor Institutului Geologic şi Geofizic,* 64: 89-105

Bucur, I.I. (1980) - Rhaxella sorbyana (Blake) în radiolaritele Oxfordiene din Piatra Craiului. *Dări de Seamă ale Şedințelor Institutului Geologic al României,* 65: 31-35

Bucur, I.I. (1992) – Calpionellids and calcispheres from the Upper Jurassic–Lower Cretaceous deposits in the Reşița-Moldova Nouă zone, Southern Carpathians, Romania. *Cretaceous Research*, 13: 565-576

Bucur, I.I. (1999) - Stratigraphic significance of some skeletal algae (Dasycladales, Caulerpales) of the Phanerozoic. In: Farinacci, A. and Lord, A.R. (eds.), *Depositional Episodes and Bioevents.* Palaeopelagos Special Publication, Rome, 2: 53-104

Bucur, I.I., Cociuba, I. (1996) – Microbiostratigraphic markers in the Lower Cretaceous deposits from Pădurea Craiului (Northern Apuseni Mountains). *Anuarul Institutului Geologic al României,* 69: 40-43

Bucur, I.I., Cociuba, I. (1998) – La plate-forme carbonatée du Cretacé inférieur des Monts Pădurea Craiului (Monts Apuseni, Roumanie). Biostratigraphie et configuration. *Studia UBB Geologia,* 43(2): 89-100.

Bucur, I.I., Săsăran, E. (2003) – Selliporella neocomiensis Radoičić 1975 (non 1963), nov. *Comb. Acta Micropaleontologica Sinica*, 20(1): 57-66

Bucur, I.I., Săsăran, E. (2005) - Relationship between algae and paleoenvironment: an Early Cretaceous case study, *Trascău Mountains*, Romania. Facies, 51: 274-286

Bucur, I.I., Săsăran, E. (2012) - Large dasycladalean algae from Upper Jurassic limestone deposits of the Apuseni Mountains (Romania)-habitat and depositional environment. *Geodiversitas*, 34 (1): 219-239

Bucur, I.I., Conrad, M., Radoičić, R. (1995) - Foraminifers and calcareous algae from Valanginian Limestones in the Jerma river canyon, Eastern Serbia. *Revue de Paléobiologie*, 14 (2): 349-377

Bucur, I.I., Hoffmann, M., Kołodziej, B. (2005) - Uppermost Jurassic–Lowermost Cretaceous Benthic Algae from Tethys and the European Platform. A case study from Poland. *Revista Española de Micropaleontologia*, 37 (1): 105-129

Bucur, I.I., Pascariu, L., Săsăran, E. (2013) - Calcareous algae from the olistholits at Poiana Zănoaga, northern Piatra Craiului Syncline (Southern Carpathians, Romania). In: Gawlick, H.J., Missoni, S. (eds.), *Proceedings of the 11th Workshop on Alpine Geological Studies & 7th IFAA, Schladming-Dachstein* (Austria). Abstracts Volume, Berichte der Geologische Bundesanstalt, Wien, p. 108-109

Bucur, I.I., Săsăran, E., Iacob, R., Ichim, C., Turi, V. (2009) - Upper Jurassic shallow water carbonate deposits from some Carpathian areas: new micropaleontological results. In: Popa, M.E. (ed.), *Marine and non-marine Jurassic: global correlation and major geological events*. The 8th Symposium of IGCP 506, Abstracts and Field Guide, University of Bucharest, p. 13-14

Bucur, I.I., Dragastan, O., Lazăr, I., Săsăran, E., Popa M. (2011) - Mesozoic algae bearing deposits from Hăghimaş Mountains (Bicay Valley Area). In: Bucur, I.I. and Săsăran, E. (eds.), *Calcareous algae from Romanian Carpathians, Field Trip Guidebook, 10th International Symposium on Fossil Algae*. Cluj University Press, Cluj-Napoca, p. 137

Bucur, I.I., Săsăran, E., Balica, C., Beleş, D., Bruchental, C., Chendeş, C., Hosu, A., Lazăr, D.F., Lăpădat, A., Marian, A.V., Mircescu, C.V., Turi, V., Ungureanu, R. (2010) - *Mesozoic carbonate deposits from some areas of the Romanian Carpathian-case studies-*. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 203 p

Bucur, I.I., Grădinaru, E., Lazăr, I., Grădinaru, M. (2014) – Early Cretaceous micropaleontological assemblages from a condensed section of the Codlea area (Southern Carpathians, Romania). *Acta Paleontologica Romaniae*, 9: 67-84

Bucur, I.I., Sudar, M., Schlagintweit, F., Pleş, G., Săsăran, E., Iovanović, D., Polavder, S., Radoičić, R. (2020) – Lowermost Cretaceous limestones from the Kučaj zone (Carpatho-Balkanides, Eastern Serbia): new data on their age assignment. *Cretaceous Research*, 116: 104575

Calvet., F., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Mangas, J., Pérez-Torrado, F.J., Recio, C., Trave, A. (2003) – Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Marine Geology*, 197: 75-93

Carras, N., Conrad, M.A., Radoičić, R. (2006) - Salpingoporella, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie*, 25 (2): 457-517

Catalano, R., Liguori, V. (1971) – Facies a calpionelle della Sicilia occidentale. In: Farinacci, A. (ed.), *Proceeding 962 of the II Planktonic Conference. Tecnoscienza*, Roma 1970, vol. 1, 167-210

Catincuț, C., Michetiuc, M., Bucur, I.I. (2011) – Microfacies and microfossils of the Upper Tithonian–Lower Berriasian calcareous klippes from Ampoița (West of Alba Iulia, Romania). *Acta Paleontologica* Romaniae, 7: 77-86

Cherchi, A., Schroeder, R. (2010) – Boring sponges (Entobia) in Mesozoic *Lithocodium* calcimicrobial crusts. *Rivista Italiana di Paleontoilogia e Stratigraphia*, 116: 351-356

Ciocchini, M., Farinacci, A., Mancinelli, A., Molinari, V., Potetti, M. (1994). - Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia). *Studi Geologici Camerti,* Volume Speciale "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-128

Coca, S. (1998) - *Stratigraphy and sedimentology of the Piatra Craiului Group (Jurassic), Romania: formation of the Dacian passive continental margin* (Lucrare de Disertație). Paris-Lodron-Universität Salzburg, 106 p

Cristea, E., Nedelcu, E. (1971) - *Piatra Craiului*. *Turism-alpinism*. Editura Stadion, Bucureşti

Csontos, L., Vörös, A. (2004) - Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210 (1): 1-56

Cuvillier, J., Foury, G., Pignatti-Morano, A. (1968) - Foraminifères nouveaux du Jurassique Superieur du Val Celina (Frioul Occidental, Italie). *Geologica Romana,* 7: 141-156

Darsac, C. (1983) - *La platforme berriaso-valanginienne du Jura meridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie). Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie* (Unpubl. PhD Thesis). University of Grenoble, 319 pp

Dimitrescu, R., Patrulius, D., Popescu, I. (1971) - *Geological map of Romania,* 1:50 000, sheet 110c. Institutul Geologic şi Geofizic, Bucureşti

Dimitrescu, R., Popescu, I., Schuster, C.A. (1974) - *Geological map of Romania*, 1:50 000, sheet 110a. Institutul Geologic şi Geofizic, Bucureşti

Dragastan, O. (1975) - Upper Jurassic and Lower Cretaceous microfacies from the Bicaz Valley basin (East Carpathians). *Mémoires de l'Institut de Géologie et Géophysique*, 21: 1-87

Dragastan, O. (2010) - *Platforma Carbonatică Getică-Stratigrafia Jurasicului şi a Cretacicului Inferior. Reconstrucții, Paleogeografie, Provincii şi Biodiversitate*. Editura Universității Bucureşti, 621 p

Dragastan, O., Stoica, M., Popa, M., Lazăr, I., Barbu, V. (2000) - *Evoluția tectono-sedimentară a platformelor carbonatice Jurasice şi Cretacice din România. Partea a doua: Platforma Carbonatică Getică.* Raport grant NCR 42, 366 p.

Dunham, R.J. (1962) - Classification of sedimentary rocks according to depositional structure. In: Ham, W.E. (ed.), *Memoir 1st Edition*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, p. 235-239

Dya, M. (1992) - *Mikropaleontologische und fazielle Unterschungen in Oberjura zwischen Salzburg und Lofer* (Unpubl. PhD Thesis). University of Berlin, 137 pp

Enos, P. (1983) – Shelf environment. In: Scholle, P.A., Bebour Don, G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, Tulsa, Oklahoma, 269-295

Enos, P., Moore, C.H. (1983) – Fore-reef slope environment. In: Scholle, P.A., Bebour Don, G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memeoir 33, Tulsa, Oklahoma, 509-537

Esteban, M. (1976) – Vadose pisolite and caliche. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 60: 2048-2057

Farinacci, A., Radoičić, R. (1991) - Late Jurassic-Early Cretaceous Dasycladales (Green Algae) from the Western Pontides. Turkey. *Geologica Romana*, 27: 135-165

Ferm, J.C., Horne, J.C., Swinchatt, J.P., Whaley, P.W. (1971) – Carboniferous depositional environments in northeastern Kentucky (roadlog for Geological Society of Kentucky 1971 field excursion). *Kentucky Geological Survey Series*, 10: 30

Floricioiu, A. (1964) – *Postăvarul-Piatra Mare*. Editura Călăuza Turistului, 102 p

Flügel, E. (2004) - *Microfacies of carbonate rocks – analysis interpretation and application*. Springer-Verlag, Heidelberg, 976 p

Flügel, E. (2010) – *Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application*. Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York, 984 p

Fourcade, E. (1970) - *Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne)* (Unpubl. PhD Thesis). Paris, 255 pp

Frînculeasa, M. (2010) - *Evoluția geologică a Culoarului Dâmbovicioara*. Editura Cetatea de Scaun, Târgovişte, 223 p

Freytet, P., Verrecchia, E.P. (2002) - Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27: 221-237

Fröchlich, S. (2004) - Phosphatic black pebbles and nodules on a Devonian carbonate shelf (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38(3): 243-254

Galloway, W.E. (1989) – Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73(2): 125-142

Ginsburg, R.N. (1971) - Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates (abstract). *Bulletin of American Society of Petroleum Geologists*, 55: 340

Ginsburg, R.N., James, N.P. (1973) – British Honduras by submarine. *Geotimes*, 18: 23-24

Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J. (1991) - Part 4-Stratigraphic framework. In: Goldhammer, R.K., Lehmann, P.I., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C. and Johnson, C.R. (eds.), *Sequence Stratigraphy and Cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico: a Field Guidebook*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, Houston, p. 15-32

Granier, B. (2019) – Dual biozonation scheme (benthic foraminifera and calcareous green algae) over the Jurassic-Cretaceous transition. Another plea to revert the system boundary to its historical Orbigny's and Oppel's definition. *Cretaceous Research*, 93: 245-274

Granier, B. Bucur, I.I. (2011) - Stratigraphic ranges of some Tithonian-Berriasian benthic foraminifers and Dasycladales. Re-evaluation of their use in identifying this stage boundary in carbonate platform settings. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, 79-81

Grădinaru, M., Lazăr, I., Bucur, I.I., Grădinaru, E., Săsăran, E., Ducea, M.N., Andrăşanu, A. (2016) - The Valanginian history of the eastern part of the Getic Carbonate Platform (Southern Carpathians, Romania): Evidence for emergence and drowning of the platform. *Cretaceous Research*, 66: 11-42

Hayes, M. O. (1976) – Transitional-coastal depositional environments. In: Hayes, M.O., Kana, T.W. (eds.), *Terrigenous clastic depositional environments*. AAPG Field Course, University of South Carolina, Technical Reprint no. 11 CRD, 31-111

Helm, C., Schulke, I., Schlagintweit, F. (2003) – Calcareous algae (Porostromata, Rhodophyta, Dasycladales) and microproblematica with algal affinity from the NW German Korallenoolith Formation (Oxfordian, Süntel Mountains). *Facies,* 49:61-86

Herbich, F. (1888) - Date paleontologice din Carpații româneşti I. Sistemul cretacic din bazinul izvoarelor Dambovitei si II. Sistemul Jurasic din bazinul izvoarelor Ialomitei. *An. Biur. Geol.,* III (1895): 177-303

Hillgärtner, H., Dupraz, C., Hug, W. (2001) - Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis?. *Sedimentology*, 48 (1): 117-131

Hine, A.C. (1977) – Lily Bank, Bahamas: case history of an active oolite sand shoal. *Journal of Sedimentary Research*, 47(4): 1554-1581

Hoffman, P. (1967) – Algal stromatolites: use in stratigraphic correlation and paleocurrent determination. *Science*, 157 (3792): 1043-1045

Hosseini, S., Cornad, M.A., Clavel, B., Carras, N. (2016). – Berriasian-Aptian shallow water carbopnates in the Zagros thrust-belt, SW Iran: integrated Sr-isotope dating and biostratigraphy. *Cretaceous Research*, 25(5): 771-785

Hubbard, D.K., Oertel, G., Nummedal, D. (1979) – The role of waves and tidal currents in the development of tidal-inlet sedimentary structures and sand body geometry: examples from North Carolina, South Carolina and Georgia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(4): 1073-1092

Husinec, A., Read, J.F. (2007) - The Late Jurassic Tithonian, a greenhouse phase in the Middle Jurassic–Early Cretaceous 'cool' mode: evidence from the cyclic Adriatic Platform, Croatia. *Sedimentology*, 54: 317-337

Ichim, C.M. (2009) - *Studiul microfaciesal al calcarelor din partea centrală a masivului Piatra Craiului (profilul Zaplaz-Varful la Om)* (Lucrare de licență). Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, 50 p

Inden, R.F., Moore, C.H. (1983) – Beach environment. In: Scholle, P.A., Bebour Don, G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, Tulsa, Oklahoma, 213-265

Insalaco, E. (1996) – Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 121 (3-4): 169-194

Ivanova, D., Kołodziej, B., Koleva-Rekalova, E., Roniewicz, W. (2008) – Oxfordian to Valanginian palaeoenvironmental evolution on the western Moesian Carbonate Platform: a case study from SW Bulgaria. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78: 65-90

Jaffrezo, M. (1980) – *Les formations carbonatés des Corbières (France) du Dogger a l'Aptien: Micro-paléontologie, stratigraphie, biozonation, paléoecologie*. Extension des résultats à la Mésogée. PhD Thesis, University Pierre et Marie Curie Paris, 823 p

James, N. P. (1977) – Facies models 8. Shallowing upward sequences in carbonates. *Geoscience* Canada, 4(3): 126-136

James, N.P. (1983) – Reef environment. In: Scholle, P.A., Bebour Don, G., Moore, C.H. (eds.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, Tulsa, Oklahoma, 347-453

James, N.P., Jones, B. (2016) – *Origin of carbonate sedimentary rocks*. John Wiley & Sons, Hoboken, 464 p

Jekelius, E. (1915) - Die mesozoichen Fauna der Berge von Brasso (Braşov). I. Die Liasfauna von Keresztenyhavas (Cristian); II. Die Neokomfauna von Brasso. Mitt. Aus dem Jahresb. Der k. ung. *Geol. Reichsanstalt*, 24(2): 27-136

Jekelius, E. (1916) – A délkeleti Kárpátok tithon-faunaja (A Brassói hegyek mezozoós faunaja). *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve*, 23(2): 102-124

Jekelius, E. (1920) - Geologia Pasului Bran. *Dări de Seamă ale Şedințelor Institutului Geologic al României*, 8: 166-185

Jekelius, E. (1925) – Tithonfauna der Südost Karpathen. In: Die Mesozoischen Faunen der Berge von Brassó. Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kgl. *Ungarischen Geologischen Anstalt*, 35(2): 77-114

Jekelius, E. (1938) - Das Gerbige von Brasov. *Anuarul Institutului Geologic al României*, 19: 370-408

Kabanov, P. (2003) – Products of micritization: evidences of microbial activity at and below the seafloor of the Upper Moscovian epicontinental basin of central European Russia. In: Hoover, R.B., Rozanov, A.Y., Lipps, J.H. (eds.), *Instruments methods and missions for astrobiology VI*. Proceedings of the international of optical engineering, Bellingham, 141-152

Katz, M.E., Wright, J.D., Miller, K.G., Cramer, B.S., Fennel, K., Falkowski, P.G. (2005) - Biological overprint of the geological carbon cycle. *Marine Geology*, 217: 323–338

Kendall, C., Skipwith, P. (1969) – Holocene Shallow-Water Carbonate and Evaporite Sediments of Khor al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf. *AAPG Bulletin*, 53(4): 841-869

Krajewski, M., Olszewska, B. (2007). – Foraminifera from the Late Jurassic and Early Jurassic carbonate platform facies of the southern part of the Crimea Mopuntains, Southern Ukraine. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77(3): 291-311

Kumar, N., Sanders, J.E. (1974) – Inlet sequences: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, 21: 291-323

Lakova, I., Stoykova, K., Ivanova, D. (1999) – Calpionellid, nannofossils and calcarous dinocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the West Balkan Mountains, Bulgaria. *Geologica Carpathica*, 50(2): 151-168

Lang, R.A., Tucci, P. (1997) – A preliminary study of the causes of the blackening of pebbles in the Cenomanian „Breccia with Black Pebbles„ of Camporosello (Lepini Mountains – Italy). *Geologica Romana*, 33: 89-97

Lazăr, I., Grădinaru, M. (2017) – Middle Jurassic condensed section from Purcărete Valley (Rucăr Area). In: Lazăr, I., Grădinaru, M., Andrăşanu, A., Bucur, I.I., Săsăran, E., Stoica, M. (eds.), *Jurassic to Cretaceous evolution of the Eastern Getic Domain (Rucăr-Bran Zone)*. Field Trip Guide Book. Editura Universității din Bucureşti, p. 7-16

Leinfelder, R., Nose, M., Schmid, U.D., Werner, W. (1993) - Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, 29: 195-230

Lohmann, K.C. (1988) - Geochemical patterns of Meteoric Diagenetic Systems and their Application to Studies of Paleokarst. In: James, N.P. and Choquette, P.W. (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, p. 58-80

Lucia, F.J. (1972) - Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. In: Rigby, J.K. (ed.), *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 16, p. 160-191

Matti, J.C., McKee, E.H. (1977) - Silurian and Lower Devonian Paleogeography of the outer continental shelf of the Cordilleran Miogeocline, central Nevada. In: Steward, J.H., Stevens, C.H. and Fritoche, A.E. (eds.), *Paleozoic Paleogeography of the western United States, Pacific Coast Paleontology Symposium 1*. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Los Angeles, p. 181-215

Mațenco, L., Krézsek, C., Merten, S., Schmid, S., Cloetingh, S., Andriessen, P. (2010) – Characteristics of collisional orogens with low topographic build-up: an example from the Carpathians. *Terra Nova*, 22: 155-165

Meischner, K-D. (1964) – Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-Nahen Sedimentations-Becken. In: Bouma, A.H., Brouwer, A. (eds.), *Turbidites*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 156-191

Meschendorfer, J. (1860) – Die Gebirgsarten im Burzenlande, ein Beitrag zur Geognosie von Siebenbürgen. *Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaften Hermannstadt*, 11: 255-287

Meyers, J.H. (1987) – Marine vadose beachrock cementation by cryptocristalline magnesian calcite-Maui, Hawaii. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 558-570

Mészáros, N., Bucur, I.I. (1980) - Nannoplancton Oxfordian din masivul Piatra Craiului. *Muzeul Bruchental Ştiinţe Naturale*, 24 : 73-77

Michalík, J., Reháková, D., Halásová, E., Lintnerová, O. (2009) - The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 60: 213–232

Mircescu, C.V. (2012) - *Microfaciesurile calcarelor Jurasicului Superior din Masivul Piatra Craiului* (Lucrare de Licență). Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, 59 p

Mircescu, C.V. (2014) – *Microfaciesuri şi microfosile în calcarele Jurasicului superior-Cretacicului inferior din Masivul Piatra Craiului* (Lucrare de Disertație). Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, 98 p

Mircescu, C.V. (2018) – Faciesurile şi evoluția sedimentară a depozitelor Jurasicului superior-Cretacicului inferior din Masivul Piatra Craiului (Teză de Doctorat). Universitatea Babeş-Bolyai, Cluj-Napoca, 195 p

Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Săsăran, E. (2014) - Dasycladalean algae from Upper Jurassic–Lower Cretaceaous limestones of Piatra Craiului Massif (South Carpathians, Romania) and their relationship to palaeoenvironment. *Studia UBB Geologia*, 59 (1-2): 5-27

Mircescu, C.V., Pleş, G., Bucur, I.I., Granier, B. (2016) - Jurassic–Cretaceous transition on the Getic carbonate platform (Southern Carpathians, Romania): Benthic foraminifera and algae. *Carnets de Geologie*, 20: 491-512

Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Săsăran, E., Pleș, G., Ungureanu, R., Oprișa, A. (2019) – Facies evolution of the Jurassic-Cretaceous transition in the Eastern Getic Carbonate Platform, Romania: Integration of sequence stratigraphy, biostratigraphy and isotope stratigraphy. *Cretaceous Research*, 99: 71-95

Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Pleş, G. (2022) – The Jurassic-Cretaceous transition in deep- and shallow-water carbonate depositional settings: a case study from the easternmost Getic Carbonate Platform (Southern Carpathians, Romania). *Facies*, 68:5

Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Pleş, G., Balica, C., Ungureanu, R., Săsăran, E. (2023) – Facies, biostratigraphy and isotope chemostratigraphy of the Tithonian-Berriasian transition in the easternmost Getic Carbonate Platform (Southern Carpathians, Romania). *Cretaceous Research*, 151: 105658

Montaggioni, L.F., Camoin, G.F. (1993) – Stromatolites associated with coralgal communities in Holocene high-energy reefs. *Reply. Geology*, 21(2): 149-152

Oehlert, A.M., Swart, P.K. (2014) - Interpreting carbonate and organic carbon isotope covariance in the sedimentary record. *Nature Communications*, 5: 4672

Oncescu, N. (1943) - Région de Piatra Craiului-Bucegi. Étude géologique. *Anuarul Institutului Geologic al României*, 9: 3-124

Panaiotu, C. (1998) – Paleomagnetic constrains on the geodynamic history of Romania. In: Ioane, D. (ed.), Monograph of Southern Carpathians. *Reports on Geodesy*, vol. 7, p. 205-216

Panaiotu, C. (2000) - *Platforma carbonatică din zona masivelor Bucegi şi Piatra Craiului: analiza comparativă a sistemelor depoziționale şi a proceselor postdepoziționale* (Teză de doctorat). Universitatea din Bucureşti, 220 p

Panaiotu, C.E., Andrăşanu, A., Varban, B. (1997) - Carbonate depositional facies from the Dambovicioara area (South Piatra Craiului Massif) near the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Paleotologica Romaniae*, 1: 254-256

Patrulius, D. (1957) - Corelarea doggerului superior si malmului din Carpatii Orientali. *Buletinul Ştiințific al Academiei Republicii Populare Române*, 2: 261-273

Patrulius, D. (1960) - La couverture mésozoique des massifs cristallins des Carpates Orientales. *Annales de l'Institut Géologique de Hongrie*, 69 (1): 123-154

Patrulius, D. (1969) - *Geologia Masivului Bucegi şi a Culoarului Dâmbovicioara*. Editura Academiei Republicii Socialiste România, Bucureşti, 321 p

Patrulius, D. (1976) – Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate rocks in the eastern part of the Getic Carbonate Platform and the adjacent flysch troughs. In: Patrulius, D., Drăgănescu, A., Baltreş, A., Popescu, B., Rădan, S. (eds.) – *Carbonates Rocks and Evaporites*. Guidebook series 15, International Colloquium on Carbonates Rocks and Evaporites, Bucharest, p. 71-82

Patrulius, D., Dimitrescu, R., Gherasi, N. (1968) – *Carte géologique de la Roumanie,* échelle au 1:200 000, L-35-XX, Braşov. Comité d'état pour la géologie. Institut Géologique, Bucharest

Patrulius, D., Dimitrescu, R., Popescu, I. (1971) - *Harta geologică a României*, 1:50 000, foaia 110d. Institutul Geologic şi Geofizic, Bucureşti

Patrulius, D., Popa, E., Avram, E., Baltreş, A., Pop, G., Iva, M., Antonescu, E.M., Dumitrica, P., Iordan, M. (1980) - *Studiul petrologic si biostratigrafic complex al formațiunilor jurasice şi neocomiene din Carpații Româneşti şi Dobrogea în vederea evaluării potențialului de resurse minerale din Sectorul Leaota-Brasov-Munții Perşani*. Raport I.G.G. tema 47/1979, 180 p

Peryt, T.M. (1983) – Vadoids. In: Peryt, T.M. (ed.) – *Coated grains*. Springer, New York, 347

Petrova, S., Koleva-Rekalova, E., Ivanova, D., Lakova, I. (2019) – Biostratigraphy and microfacies of the pelagic carbonate formations in the Yavorets section (Tithonian-Berriasian), Western Balkan Mountains, Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 48: 51-73

Peybernès, B. (1976) - *Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée*. Thèse de Doctorat d'État, Université Paul Sabatier, Toulouse, 459 p

Pleş, G., Mircescu, C.V., Bucur, I.I., Săsăran, E. (2013) - Encrusting micro-organisms and microbial structures in Upper Jurassic limestones from the Southern Carpathians (Romania). *Facies*, 59: 19-48

Pleş, G., Bârtaş, T., Chelaru R., Bucur, I.I. (2017) - *Crescentiella morronensis* (Crescenti) (incertae sedis) dominated microencruster association in Lower Cretaceous (lower Aptian) limestones from Rarău Massif (Eastern Carpathians, Romania). *Cretaceous Research*, 79: 91–108

Playton, T.E., Janos, X., Kerans, C. (2010) – Carbonate slopes. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's, p. 449-476

Pop, G. (1989) – Age and facies of the calpionellid formations from the South Carpathians. In: Wiedmann, J. (ed.), *Cretaceous of the Western Tethys*. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 525-542

Pop, G. (1994) – Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy. *Romanian Journal of Stratigraphy*, 76: 7-24

Pop, G., Bucur, I.I. (2001) – Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary formations from the Vâlcan Mountains (South Carpathians). *Studia UBB Geologia*, 46(2): 77-94

Popescu, I. (1966) - Contribuții la cunoaşterea stratigrafiei şi structurii geologice a Masivului Piatra Craiului. *Dări de Seamă ale Şedințelor Institutului Geologic al României*, 52: 157-176

Popovici-Hatzeg, V. (1898) - *Etude geologique des environs de Campulung et de Sinaia* (Thèse). Editée par Caree ey Naud, Paris

Popovici-Hatzeg, V. (1899) - Contribution á l'etude de la faune du Crétacé supérieur en Roumanie, environs de Câmpulung et de Sinaia. *Mémoires de la Société Geologique Française*, 8(3)

Pratt, B.R., James, N.P. (1982) – Cryptalgal-metazoan bioherms of early Ordovician age in the St. George Group, western Newfoundland. *Sedimentology*, 29: 543-569

Pratt, B.R., James, N.P. (1986) - The St. George Group (lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in epeiric seas. *Sedimentology*, 33: 313–343

Reháková, D., Michalik, J. (1997) – Evolution and distribution of calpion ellids – the most characteristic constitutent of lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research*, 18: 493-504

Reinson, G. E. (1984) – Barrier-island and asociated strandplain systems. In: Walker, R.G. (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series I, second ed., Toronto, p. 119-140

Remane, J. (1986) – Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geologica Hungarica*, 29: 15-26

Riding, R. (2002) – Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. *Earth-Science Reviews*, 58: 163-231

Rusciadelli, G., Ricci, C., Lathuilière, B. (2011) – The *Ellipsactinia* Limestones of the Marsica area (Central Apennines): a reference zonation model for Upper Jurassic Intra-Tethys reef complexes. *Sedimentary Geology*, 233: 69-87

Saltzmann, M.R., Thomas, E. (2012) – Carbon isotope stratigraphy. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G. (eds.), *The geologic times scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, vol. 1, p. 207-232

Sánchez-Beristain, F., Duda, J.P., Kranksith, L.L., Garciá-Barrera, P. (2014) – A brief synopsis on the history of sponge research in the Upper Triassic St. Cassian Fromation (Dolomites, NE Italy). *Göttingen Contributions Geosciences*, 77: 39-48

Săndulescu, M. (1964) – Structura geologică a Masivului Postăvarul-Runcu (Munții Braşovului). *Anuarul Comitetului Geologic*, 34(2): 381-419

Săndulescu, M (1984) - *Geotectonica României*. Editura Tehnică, Bucureşti, 343 p

Săndulescu, M., Patrulius, D., Ştefănescu, M. (1972 a) – *Harta Geologică a României*, 1:50 000, foaia 110a, Braşov. Institutul Geologic şi Geofizic, Bucureşti

Săndulescu, M., Popescu, I., Săndulescu, J., Mihăilă, N., Schuster, C.A. (1972 b) – *Harta geologică a României*, 1:50 000, foaia 110b, Zărneşti. Institutul Geologic şi Geofizic, Bucureşti

Săsăran, E. (2006) - *Calcarele Jurasicului Superior-Cretacicului Inferior din Munții Trascău*. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca, 249 p

Săsăran, E., Bucur, I.I. (2001) – Upper Jurassic-Lower Cretaceous microbialites and calcareous algae from the Stramberk-like limestones in Cheile Turzii area. In: Bucur, I.I., Filipescu, S., Săsăran, E. (eds.) – *Algae and carbonate platforms in western part of Romania*. Field trip guidebook, 4th IFAA regional meeting, 188-204

Săsăran, E., Pleş, G., Mircescu, C.V., Bucur, I.I. (2013) - Peritidal cyclical sequences of Kimmeridgian – Beriassian - ? Valanginian limestones from Piatra Craiului Massif (Romania); the role of microbialites and rivulariacean-type cyanobacteria. In: Gawlick, H.J., Missoni, S. (eds.), *Proceedings of the 11 th Workshop on Alpine Geological Studies & 7 th IFAA, Abstracts Volume*. Berichte Geologische Bundesanstalt, Vienna, p. 116-117

Săsăran, E., Bucur, I.I., Pleş, G., Riding, R. (2014) – Late Jurassic *Epiphyton*-like cyanobacteria: indicators of long-term episodic variation in marine bioinduced microbial calicification? Palaeogeography, Palaeoecology, *Palaeoclimatology*, 401: 122-131

Săsăran, E., Bucur, I.I., Mircescu, C.V., Ungur, G.C. (2017) - Microfacies analysis and depositional environments of the Tithonian-Valanginian limestones from Dâmbovicioara Gorges (Cheile Dâmbovicioarei), Getic Carbonate Platform, Romania. *Acta Paleontologica Romaniae*, 13(1): 25-48

Schlager, W. (2003) – Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *International Journal of Earth Sciences*, 92: 445-464

Schlagintweit, F. (2011) - The dasycladalean algae of the Plassen Carbonate Platform (Kimmeridgian–Early Berriasian): taxonomic inventory and palaeogeographical implications within the Northern calcareous Alps (Austria, p.p. Germany). *Geologia Croatica*, 64: 185-206

Schlagintweit, F. (2012) – *Mohlerina basiliensis* (Mohler, 1938): a Middle Jurassic-Early Cretaceous facultative (?) epilithic benthic foraminifer. *Facies*, 58: 637-647

Schlagintweit, F., Gawlick, H.J. (2007) – Pseudorothpletzella schmidi n. gen., n. sp.: A New Microencruster incertae sedis from Late Jurassic Platform Fore-reefal Microframeworks of the Plassen Carbonate Platform (Northern Calcareous Alps, Austria) and the Albanides. *Jahrbuch Geologische Bundesanstalt*, 147 (3-4): 595-605

Schlagintweit, F., Gawlick, H.J. (2008) - The occurrence and role of microencruster frameworks in Late Jurassic to Early Cretaceous platform margin deposits of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Facies*, 54: 207-231

Schlagintweit, F., Gawlick, H.J., Lein, R. (2005) - Micropaleontology and biostratigraphy of the Plassen carbonate platform of the type locality (Upper Jurassic to Lower Cretaceous, Salzkammergut, Austria). Journal of Alpine Geology, 47: 11-102

Schlagintweit, F., Dieni, I., Radoičić, R. (2009) - Two look-alike dasycladalean algae: Clypeina isabellae MASSE, BUCUR, VIRGONE & DELMASSO, 1999 from the Berriasian of Sardinia (Italy) and Clypeina loferensis sp. n. from the Upper Jurassic of the Northern Calcareous Alps (Austria). *Annales géologiques de la Péninsule Balcanique*, 70: 43-59

Schlagintweit, F., Gawlick, H.J., Missoni, S., Hoxha, L., Lein, R., Frisch, W. (2008) – The eroded Late Jurassic Kurbnesh carbonate platform in the Mirdita Ophiolite Zone of Albania and its bearing on the Jurassic orogeny of the Neotethys realm. *Swiss Journal of Geosciences*, 101: 125-138

Scholle, P.A., Arthur, M.A., Ekdale, A.A. (1983) – In: Schole, P.A., Bebour Don, G., Moore, C.H. (eds.) – *Carbonate depositional environments.* AAPG Memoir 33, Tulsa, Oklahoma, p. 621-691

Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fugenschuh, B., Matenco, L., Schaefer, S., Schuster, R., Tischler, M. and Ustaszewski, K. (2008) - The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101: 139–183

Schroeder, J. H. (1973) – Submarine and vadose cements in Pleistocene Bermuda reef rock. *Sedimentary Geology*, 10(3): 179-204

Sellwood, B.W., Beckett, D. (1991) – Ooid microfabrics: the origin and distribution of high intra-ooid porosity: Mid-Jurassic reservoirs, S England. *Sedimentary Geology*, 71(3-4): 189-193

Senowbari-Daryan, B., Bucur, I.I., Schlagintweit, F., Săsăran, E., Matyszkiewicz, J. (2008) – *Crescentiella*, a new name for „Tubyphites'' morronensis Crescenti 1969: an enigmatic Jurassic-Cretaceous microfossil. *Geologia Croatica*, 61: 185-214

Shinn, E.A. (1973) – Sedimentary accretion along the leeward, SE Coast of Qatar Peninsula, Persian Gulf. In: Purser, B.H. (ed.) – *The Persian Gulf*. Springer-Verlag Publications, Berlin, Heidelberg, p. 199-209

Shinn, E.A. (1983) – Tidal flat environment. In: Scholle, P.A., Bebour Don, G., Moore, C.H. (eds.) – *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, Tulsa, Oklahoma, p. 173-210

Simionescu, I. (1897) - Die Barremefauna im Quellengebiete der Dambovicioara (Rumanien). *Verh. D. k.k. geo. R.A. f.* 1897: 131-134

Simionescu, I. (1898) - *Studii geologice şi paleontologice din Carpații sudici. I. Studii geologice asupra Basenului Dambovicioara II. Fauna neocomiană din basenul Dambovicioara*. Acad. Rom. Public. Fond. V. Adamachi, II: 5-167

Sokač, B., Nikler, L. (1973) - Calcareous algae from the Lower Cretaceous of the environs of Nikšić, Crna Gora (Montenegro). *Paleontologija Jugoslavica*, 13: 1-57

Sorescu, E. (1984) – Upper Jurassic facies in the Postăvaru Massif. *Analele Universității Bucureşti*, 35: 71-75

Strasser, A. (1984) - Black-pebble occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas, and Tunisia). *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 1097-1109

Strasser, A. (1991) - Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. In: Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (eds.), *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, p. 709-721

Strasser, A. (1994) - Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (upper Tithonian–lower Berriasian, French Jura Mountains). *IAS Special Publication*, 19: 285-301

Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B. (1999) – Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128: 201-221

Strasser, A. (2015) – Hiatuses and condensation: an estimation of time lost on a shallow carbonate platform. *Depositional record*, 1(2): 91-117

Strasser, A., Davaud, E. (1983) - Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 76: 551-580

Strasser, A., Hillgärtner, H. (1998) - High frequency sea level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 91: 375-390

Strasser, A., Védrine, S. (2009) - Controls on facies mosaics of carbonate platforms: a case study from the Oxfordian of the Swiss Jura. In: Swart, P.K., Eberli, G.P., McKenyie, J.A., Jarvis, I., Stevens, T. (eds.), *Perspectives in Carbonate Geology: A Tribute to the Career of Robert Nathan Ginsburg, Special Publication 41 of the International Association of Sedimentologists*. Wiley-Blackwell, New Jersey, p. 199-213

Strasser, A., Billi, P., Colella, A., Davis, R., Miyazaki, B., Prior, D., Pye, K., Trincardi, F., Bonardi, M. (1998) – Environmental Sedimentology in the coastal zone: fluvial processes, sea-level changes, coastal erosion, sea-floor instability and pollution. IAS/SEPM Position Paper. *Journal of Sedimentary Research*, 68: 702-709

Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J-B. (1999) - Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology*, 128: 201-221

Şerban, S., Mircescu, C.V., Ungureanu, R., Bucur, I.I. (2020) – Carbonate clasts from Cretaceous conglomerates of the Postăvaru Massif (Southern Carpathians) – depositional environments and biostratigraphic remarks. *Acta Paleontologica Romaniae*, 17(1): 27-39

Tasli, K. (1993) - Micropaléontologie, stratigraphie et environement de dépôt des series jurassiques a faciés de la plate-forme de la region de Kale-Gümüshane (Pontides orientales, Turquie). *Revue de Micropaléontologie*, 36(1): 45-65

Tucker, M.E., Wright, V.P. (1990) - *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 496 p

Turi, V., Săsăran, E., Bucur, I.I. (2011) – New data on the Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones from Bihor Mountains: case study of Gârda Seacă-Hodobana region, Romania. *Studia UBB Geologia*, 56(1): 11-27

Ungureanu, R., Săsăran, E., Bucur, I.I., Ungur, C.G., Mircescu, C.V. (2015) - The Berriasian–Valanginian and Aptian deposits from the North Western part of the Piatra Craiului Massif: Stratigraphic relationships, facies and depositional environments. *Acta Palaeontologica Romaniae*, 11(2): 59-74

Ungureanu, R., Săsăran, E., Bucur, I.I., Mircescu, C.V., Ungur, C.G., Ungureanu, A. (2017) - The Cretaceous conglomerates from Piatra Craiului syncline (South Carpathians, Romania): searching for the source area. *Facies*, 63(4): 30

Ungureanu, R., Săsăran, E., Bucur, I.I., Mircescu, C.V., Ungureanu, A., Ungur, C.G. (2019) – The Aptian Gura Râului conglomerates (Southern Carpathians): remains of an extended subaqueous gravity flow deposit from the eastern flank of the Getic Nappe. *Geological Quarterly*, 63(1): 88-105

Uță, A., Bucur, I.I. (2003) – Microbial structures and microencrusters in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits from Buila-Vânturarița Massif (South Carpathians). *Studia UBB Geologia*, 48(2): 3-14

Vecsei, A., Moussavian, E. (1997) – Paleocene reefs on the Maiella Platform margin, Italy: An example of the effects of the Cretaceous/Tertiary boundary events on reefs and carbonate platforms. *Facies*, 26: 123-140

Velić, I. (2007) - Stratigraphy and Palaeobiogeography of Mesozoic Benthic Foraminifera of the Karst Dinarides (SE Europe). *Geologia Croatica*, 60(1): 1-113

Vera, J.A., Jiménes de Cisneros, C. (1993) - Paleogeographic significance of black pebbles (Lower Cretaceous, Prebetic, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 102: 89-102

Vieira, M.M., De Ros, L.F. (2006) – Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 207-230

Ward, W.C., Folk, R.L., Wilson, J.L. (1970) – Blackening of eolianite and caliche adjacent to saline lakes, Isla Mujeres, Quintana Roo, Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 548-555

Webb, G.E., Jell, J.S., Baker, J.C. (1999) – Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedimentary Geology*, 126: 317-334

Weissert, H., Channel, J.E.T. (1989) - Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary: an indicator of decelerated global carbon cycling?. *Paleoceanography*, 4: 483-494

Weissert, H., Mohr, H. (1996) - Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 122: 27-43

Woods, A.D. (2013) – Microbial ooids and cortoids from the Lower Triassic (Spathian) Virgin Limestone, Nevada, USA: evidence for an Early Triassic microbial bloom in shallow depositional environments. *Global and Planetary Change*, 105: 91-101

Zhao, D., Hu, G., Wang, L., Li, F., Tan, X., She, M., Zhang, W., Qiao, Z., Wang, X. (2020) – Sedimentary characteristics and origin of dolomitic ooids of the terminal Ediacaran Dengying Formation at Yulin (Chongqing, South China). *Palaeoecology, Palaeogeography, Palaeoclimatology*, 544: 109601

ISBN: 978-606-37-2072-7